



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA AMBIENTAL

PAULO HENRIQUE CETTO

**REGISTROS ESTRATIGRÁFICOS E MORFOLÓGICOS DA
VARIABILIDADE EUSTÁTICA E PALEOAMBIENTAL PÓS-
ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL NA PLATAFORMA CONTINENTAL
LESTE-SUDESTE DO BRASIL**

VITÓRIA

2022

PAULO HENRIQUE CETTO

**REGISTROS ESTRATIGRÁFICOS E MORFOLÓGICOS DA
VARIABILIDADE EUSTÁTICA E PALEOAMBIENTAL PÓS-
ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL NA PLATAFORMA CONTINENTAL
LESTE-SUDESTE DO BRASIL**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Oceanografia Ambiental

Orientador: Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos

VITÓRIA

2022

TESE DE DOUTORADO

**REGISTROS ESTRATIGRÁFICOS E MORFOLÓGICOS DA
VARIABILIDADE EUSTÁTICA E PALEOAMBIENTAL PÓS-
ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL NA PLATAFORMA CONTINENTAL
LESTE-SUDESTE DO BRASIL**

Por

PAULO HENRIQUE CETTO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Oceanografia Ambiental

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos – Orientador – Universidade Federal do Espírito Santo

Prof^a. Dra. Ana Luiza Spadano Albuquerque – Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva – Universidade Federal Fluminense

Prof^a. Dra. Helenice Vital – Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Prof. Dr. Luigi Jovane – Universidade de São Paulo

AGRADECIMENTOS

A conclusão deste trabalho representa o encerramento de um ciclo pessoal, em que me propus sair de uma zona de conforto profissional, a alçar novos voos, me desafiar e adquirir conhecimento. Foram anos psicologicamente bastante difíceis, sobretudo durante a pandemia. Fico grato a alguns colegas que, mesmo em um contexto geralmente hostil e competitivo da academia, praticam a empatia e a gentileza, encontrando tempo para ajudar de alguma maneira.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Alex Cardoso Bastos, pela oportunidade de desenvolver o tema com uma área de estudo tão interessante e que se revela tão promissora cientificamente, por balizar a pesquisa, pelos conselhos de escrita e pela paciência. Agradeço-o por viabilizar o acesso aos recursos financeiros do Programa IODP/CAPES-Brasil, que foram essenciais para realização dos 2 embarques e análises de amostras. O presente trabalho contou com o apoio financeiro também da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001, na forma de bolsa de estudos com vigência de 4 anos.

Ao Prof. Dr. Marco Ianniruberto, pelo empréstimo dos equipamentos de sísmica, por nos acompanhar durante a aquisição e por me receber gentilmente na Universidade de Brasília para que eu pudesse processar os dados. Às colegas da pós-graduação Natacha de Oliveira e Gabriella Aleixo Rocha por todo o suporte nesse embarque de aquisição sísmica que foi bastante difícil. Aos alunos da graduação à época, João Vitor e Gustavo Meira Kandler, e ao técnico Silvio Júnior, da empresa Husky Ducky, meu muito obrigado por toda presteza no segundo embarque para a coleta de testemunhos.

Ao Prof. Dr. Fabian Sá por viabilizar as análises de metais no laboratório de Geoquímica Ambiental da UFES. Agradeço à técnica responsável, oceanógrafa Mariana Gripp, por guiar

as etapas dessas análises e por realizar as leituras dos elementos no ICP-MS. Agradeço também às técnicas oceanógrafas Anita Ruschi e Karen Fadini, lotadas no laboratório de Sedimentologia da UFES, por conduzir as análises das lamas no granulômetro à laser, e às estagiárias Michele Sardinha e Ana Laura Lopes Piol pelo auxílio temporário com as análises de peneiramento.

Por fim, agradeço imensamente à minha família e amigos próximos por todo incentivo, apoio irrestrito e carinho nessa jornada.

RESUMO

Uma série de evidências morfológicas e estratigráficas ao redor do mundo vêm demonstrando o caráter variável das taxas de subida do nível do mar durante a última transgressão marinha pós-UMG, sendo constatados períodos de maior aceleração “*Melt Water Pulses*” geralmente precedidos por *stillstands*, em compasso com o recuo e avanço das calotas polares e fenômenos de rearranjo oceano-atmosfera no Hemisfério Norte (HN). Margens passivas e distantes dos pontos focais de derretimento de geleiras (*far-field*), tais como as situadas no Atlântico Sul, são ideais para registrar o processo de subida do nível do mar durante a última deglaciação em função de componentes mínimas de isostasia; contudo, os estudos a esse respeito ainda são bastante escassos nessa região. Visando explorar essa lacuna, o presente trabalho investiga a influência dos fenômenos eustáticos/paleoclimáticos pós-UMG desencadeados no HN no condicionamento geomorfológico e paleoambiental da margem continental leste-sudeste brasileira. Em um primeiro momento, a influência dos processos de variação do nível do mar é inferida comparando-se as profundidades das morfologias de fundo e/ou subfundo de 3 diferentes setores da plataforma (“Depressão de Abrolhos” – DA, “Plataforma Externa Centro-Nordeste do ES” – PECNES e “Recife Califórnia” - RC) com as curvas eustáticas disponíveis na literatura. Os resultados sugerem que a desaceleração de subida do nível do mar durante o Younger Dryas favoreceu o desenvolvimento de sistemas costeiros do tipo ilha barreira-laguna nas proximidades de desembocaduras fluviais, como observado na DA e na PECNES. Em locais dissociados dessa influência terrígena, dominariam processos erosivos com a formação de terraços de abrasão e falésias, como nos flancos dos proeminentes bancos marginais da DA. Regiões de baixo gradiente, que se comportariam como ambientes marinhos rasos abertos durante o YD, potencialmente favoreceriam o desenvolvimento de recifes de franja, tal como no setor nordeste da PECNES. Todas essas feições estabelecidas até o final do YD teriam sido abruptamente afogadas em função do MWP-1B. Em direção à atual plataforma interna, o sucessivo estabelecimento/afogamento de formações recifais foi provavelmente influenciado pelos eventos de resfriamento de 8200 anos A.P. e MWP-1C, respectivamente, tal como inferido no setor RC. Em um segundo momento, a pesquisa se volta para a investigação da evolução paleoambiental transgressiva do principal setor investigado, a DA, através de abordagens sismoestratigráfica, sedimentológica, geocronológica e geoquímica. Revela-se que o preenchimento sedimentar areno-quartzoso de afogamento dos paleocanais na DA remontam ao período Bølling-Allerød, tendo sido depositados provavelmente em contexto climático mais seco. Os dados cronológicos corroboram que o subsequente estabelecimento de uma laguna, com feições distais emersas e/ou de *shoreface*, típicas de um delta intralagunar, de fato ocorreu durante o YD. Os proxies geoquímicos de avaliação do intemperismo continental e do balanço entre aportes terrígenos x marinhos, aplicados na sequência lamosa terrígena da paleolaguna (teores de $\text{CaCO}_3 < 20\%$), sugerem que a mesma evoluiu no decorrer do YD sob abundante aporte terrígeno, rico em MO oriunda principalmente de plantas C_3 , provavelmente em um contexto climático mais úmido. Concomitantemente seria observada uma lenta, mas crescente componente secundária de influência marinha que atribuiria uma característica estuarina ao sistema costeiro ao longo do YD. A datação de uma superfície estratigráfica de ravinamento no limite superior do depósito terrígeno lagunar corrobora que o afogamento do sistema costeiro como um todo se deu em função do início do MWP-1B, imediatamente após o final do YD. Nos testemunhos, o âmbito desse evento é identificado pela brusca inflexão do teor de CaCO_3 entre ~20-80% ao longo da faciologia mista, havendo abrupta substituição dos aportes terrígenos contendo plantas C_3 por um gradiente de aumento substancial dos aportes de MO e sedimentação autóctone de origens marinhas, provavelmente em um contexto climático relativamente mais seco no Holoceno Inferior. Esse intervalo abrangeria desde o episódio de brusco afogamento do sistema lagunar ao processo de transformação da DA em um embaçamento no decorrer do MWP-1B, através da ampliação da comunicação marinha pelos canais Besnard. Nessa retomada do processo transgressivo seriam implantadas novas feições clásticas sobre a superfície de ravinamento resultantes do incremento hidrodinâmico, inclusive sobre as antigas feições distais formadas no YD, sendo cogitado também o estabelecimento de feições de natureza recifal, que sofreriam *backstepping* em função do MWP-1B nos flancos marginais oeste da DA. A conformação reentrante dessa feição teria sido abandonada quando o nível do mar atingiu a cota de ~40 m nos bancos marginais, passando pouco tempo após o MWP-1B a ser submetida a um regime de plataforma aberta que perdura até os dias atuais, com deposição sedimentar essencialmente carbonática biogênica ($\text{CaCO}_3 > 80\%$) e aportes de MO baseados na produtividade primária marinha.

ABSTRACT

Several morphological and stratigraphic data around the world have evidenced the variable character of the rates of sea-level rise during the last post-LGM marine transgression, exhibiting periods of acceleration, known as "melt water pulses," usually preceded by stillstands, in compass with the retreat and advance of the polar ice caps and ocean-atmosphere rearrangement phenomena in the NH. Passive and tectonically stable far-field continental margins, away from focal points of glaciers melting, like those in the South Atlantic, tend to properly record the sea-level rise process during the last deglaciation as a function of minimal isostasy components; however, studies on this subject are still relatively scarce in this region. In order to explore this lack, the present work investigates the influence of post-LGM eustatic/paleoclimatic phenomena triggered in the NH in the geomorphological and paleoenvironmental conditioning of the east-southeast Brazilian continental margin. In a first moment, the influence of sea-level variation processes was inferred by comparing depths of the bottom and/or subbottom morphologies of 3 different sectors of the shelf ("Abrolhos Depression - DA," "Central-Northeast outer shelf of Espírito Santo"- PECNES and "California Reef" – RC) with the eustatic curves available in the literature. The results suggest that the deceleration of sea-level rise during the Younger Dryas (YD) favored the development of coastal barrier-lagoon systems in the vicinity of river mouths, as observed in DA and PECNES. In sectors dissociated from this terrigenous influence, erosion processes would dominate the shoreline with the formation of abrasion terraces and cliffs, such as on the flanks of the prominent marginal banks of the DA. Low gradient regions, which would behave like open shallow marine environments during the YD, would potentially favor the development of fringing reefs, such as in the northeast sector of PECNES. All these features established by the end of YD would have abruptly drowned due to the MWP-1B. Towards the present inner shelf, the successive establishment/drowning of reef formations were probably influenced by the cooling events of 8200 years B.P. and by the MWP-1C, respectively, as inferred in the RC sector. In a second moment of the work, the transgressive paleoenvironmental evolution of the main sector, the AD, was investigated through seismostratigraphic, sedimentological, geochronological, and geochemical approaches. It is revealed that the sedimentary fill of sand-quartz of drowning paleochannels in the AD dates from the Bølling-Allerød period, having been deposited probably in a drier climatic context. The chronological data corroborate that the subsequent establishment of a lagoon, with distal emerged and/or shoreface features, typical of an intralagoonal delta, occurred during the YD. The geochemical proxies for continental weathering and evaluation of the balance between terrigenous X marine input applied to terrigenous muddy sequence (CaCO_3 contents <20%) reveal that palaeolagoon evolved during the YD under abundant continental input, rich in organic matter mainly from C_3 plants, probably in a more wet climatic context. Concurrently, a slow but growing secondary component of marine influence would be observed, attributing an estuarine characteristic to the coastal system along the YD. The dating of a stratigraphic ravinement surface at the upper limit of the lagoonal terrigenous deposit confirms that the drowning of the entire coastal system was due to the MWP-1B onset, immediately after the end of the YD. In the cores, the scope of this event is identified by the sudden inflection of the CaCO_3 content verified between ~20-80% along the mixed facies, with an abrupt replacement of terrigenous inputs containing C_3 plants OM by a gradient of a substantial increase of MO inputs and autochthonous sedimentation from marine origins, probably in a relatively drier climate context in the Early Holocene. This interval would range from the sudden drowning episode of the lagoon system to the completion of the process of transforming the DA into an embayment during the MWP-1B, with the expansion of marine communication through the Besnard Channels. In this resumption of the transgressive process, new clastic features resulting from the hydrodynamic increase would have developed over the ravinement surface, including over the distal remnant of features formed until the end of YD. In the same context, possible backstepped reefal features were established on the marginal western flanks of the DA during MWP-1B. The reentrant conformation of DA was probably abandoned when the sea level reached ~40 m quota on the marginal banks, shortly after the MWP-1B, being submitted after that to an open shelf regime until the present days, with sedimentary deposition essentially based on biogenic carbonate (CaCO_3 >80%) and OM inputs from marine primary productivity.

LISTA DE FIGURAS

APRESENTAÇÃO DA TESE

Figura 1: Modelo morfológico da margem continental leste-sudeste brasileira, com destaque (retângulos em azul) dos 3 diferentes setores analisados no presente estudo22

CAPÍTULO I

Figura 1: Modelo digital de terreno da margem continental leste-sudeste do Brasil (norte do Espírito Santo e extremo sul da Bahia), destacando a localização da base de dados utilizada: linhas sísmicas no setor Depressão de Abrolhos, área de levantamento do Recife Califórnia e corredor de dados batimétricos (folhas de bordo de melhor detalhamento na plataforma externa centro-norte do ES e em trecho da Depressão de Abrolhos)33

Figura 2: Principais superfícies de subfundo mapeadas exemplificadas no perfil DEP03A. Em verde é representado a possível “superfície de exposição subaérea” e em amarelo uma possível “superfície de ravinamento”38

Figura 3: (a) Sumário com as características das 4 classes geomórficas/acústicas interpretadas ao longo dos perfis sísmicos na DA (b). (c) Freqüências relativas acumuladas de acordo com a profundidade para cada tipo de fundo; destaque para os picos modais primários e secundários observados em cada classe (Q1=primeiro quartil; Q2 = mediana; Q3=terceiro quartil). A classe na cor cinza representa a junção das classes vermelha e amarela42

Figura 4: Modelo digital de terreno da plataforma continental externa centro-nordeste do Espírito Santo44

Figura 5: MDT (a) e classes de fundo (BTM) (b) do Recife Califórnia relacionadas a feições recifais (modificado a partir do trabalho original de Menandro et al. 2019). (c) Freqüência de ocorrência das classes de fundo. No mapa batimétrico (a) são representadas a localização dos perfis batimétricos mostrados na Figura 10c da discussão47

Figura 6: Freqüências relativas de ocorrência das classes de fundo do setor DA observadas no contexto das curvas de variação relativa do nível do mar pós UMG propostas por Blanchon, (2011 a,b), Lambeck et al. (2014), e Abdul et al. (2016) (a), e eventos climáticos, visualizados a partir dos dados de $\delta^{18}O$ do furo NGRIP (North Greenland Ice Core Project Members, 2004) e modelagem de temperatura de Kindler et al. (2014).(b). Os retângulos em preto representam o range de profundidade das feições afogadas encontradas na plataforma externa do centro-norte do ES51

Figura 7: Situação de submersão da DA de acordo com os eventos eustáticos, avaliada a partir da interpretação dos padrões acústicos/geomórficos nos perfis DEP03 (a) e DEP07(b). De (a') à (b'') são mostrados detalhes dos registros sísmicos interpretados. Os modelos batimétricos mostram a estimativa de submersão do terreno no panorama geral (c) e no corredor de maior detalhamento dos dados batimétricos (d), onde podem ser visualizadas possíveis feições costeiras e/ou de águas rasas afogadas53

Figura 8: De (a) à (c) registros sísmicos dos proeminentes setores marginais da DA, exemplicando a ocorrência dos padrões geomórficos Banks-LAI e Banks-HAI, assim como o comportamento em subfundo do refletor de subfundo possivelmente relacionado à uma superfície de ravinamento no contexto dos eventos de variabilidade eustática. Especificamente em (b) é visualizado uma possível configuração de *backstepping* recifal na margem noroeste da DA62

Figura 9: Feições afogadas encontradas na plataforma continental externa do centro-nordeste do Espírito Santo no contexto dos eventos de variabilidade eustática pós UMG, visualizadas a partir do corredor de dados batimétricos de maior detalhe e perfis morfológicos. Destaque para a isóbata de 55 m representando a estimativa do limite superior da transição entre o YD e MWP-1B66

Figura 10: (a) Frequências de ocorrência das classes de fundo relacionadas a formações recifais no setor Recife Califórnia (modificado de Menandro et al, 2019) contextualizadas diante de dados de variação relativa do nível do mar no Holoceno, eventos eustáticos e climáticos. (b) Evidências estratigráficas da literatura que sugerem aceleração eustática associada ao evento 8.2K (c) Perfis batimétricos x eventos eustáticos; localização dos perfis mostrada na Figura 5a.....68

Figura 11: Frequência de ocorrência das feições observadas no Recife Califórnia diante de dados de variação do nível do mar retroativos a 2 ciclos completos de glaciação-deglaciação (MIS 8 à MIS 1)72

Figura 12: Situação aproximada de submersão da plataforma de Abrolhos e centro-norte do Espírito Santo durante os eventos eustáticos do Pleistoceno superior e Holoceno baseada na morfologia de fundo atual. Desconsiderar o âmbito desses eventos na zona de prodelta do Rio Doce e na plataforma interna ao largo dos rios São Mateus, Itaúnas, Mucuri, Alcobaça e Caravelas76

CAPÍTULO II

Figura 1: Modelo digital de terreno da plataforma continental extremo norte do Espírito Santo, mostrando a malha de perfis sísmicos apresentados originalmente em Cetto et al. (2021). As cruzes indicam a localização dos 4 testemunhos planejados a partir dos perfis destacados em vermelho (DEP03A, DEP04 e DEP07) que serão abordados nesse trabalho. O triângulo e o círculo em preto, indicam, respectivamente a posição dos testemunhos de D'Agostini (2017) e de Vicalvi et al. (1978)84

Figura 2: (a) interpretação sismo-estratigráfica do perfil DEP03A, mostrando as principais superfícies, unidades e fácies sísmicas identificadas; (b) detalhe do perfil mostrando a posição de coleta dos testemunhos 03A-04 e 03A-5B na região marginal oeste da DA92

Figura 3: (a) Interpretação sismo-estratigráfica do perfil dip DEP07, mostrando as principais superfícies, unidades e fácies sísmicas identificadas; (b) detalhe do perfil mostra a posição de coleta do testemunho 07-02 no setor norte-nordeste da DA93

Figura 4: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA03A-04; (b)

fotografias das parcelas do testemunho; (c) detalhe do perfil sísmico DEP03 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica101

Figura 5: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA03A-5B; (b) fotografias das parcelas do testemunho; (c) detalhe do perfil sísmico DEP03 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica102

Figura 6: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA04-01; (b) fotografias das parcelas do testemunho; (c) detalhe do perfil sísmico DEP04 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica103

Figura 7: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA07-02; (b) fotografias das parcelas do testemunho; (c) detalhe do perfil sísmico DEP07 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica104

Figura 8: Sumário dos resultados geocronológicos e sísmo-estratigráficos no contexto dos eventos eustáticos/paleoclimáticos do final do Pleistoceno e início do Holoceno. Gráficos de (a) à (d).....108

CAPÍTULO III

Figura 1: Modelo digital de terreno da plataforma continental extremo norte do Espírito Santo, com a localização dos testemunhos DA03A-04, DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 utilizados nesse trabalho, obtidos originalmente por Cetto & Bastos (no prelo). O triângulo e o círculo em preto, indicam, respectivamente a posição dos testemunhos de D'Agostini (2017) e de Vicalvi et al. (1978)133

Figura 2: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA03A-04. (b) Conteúdo dos metais *Fe, Al, Na, K, Cr* e *Zn* e (b') razões com o elemento *Sr*. (c) Assinatura geoquímica da MO139

Figura 3: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA03A-05B. (b) Conteúdo dos metais *Fe, Al, Na, K, Cr* e *Zn* e (b') razões com o elemento *Sr*. (c) Assinatura geoquímica da MO e (c') classificação de origem relativa da mesma conforme as abordagens de Meyers (1994) e Lamb et al. (2006)140

Figura 4: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA04-01. (b) Conteúdo dos metais *Fe, Al, Na, K, Cr* e *Zn* e (b') razões com o elemento *Sr*. (c) Assinatura geoquímica da MO e (c') classificação de origem relativa da mesma conforme as abordagens de Meyers (1994) e Lamb et al. (2006)141

Figura 5: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA07-02. (b) Conteúdo dos metais *Fe, Al, Na, K, Cr* e *Zn* e (b') razões com o elemento *Sr*. (c) Assinatura geoquímica da MO (c') classificação de

origem relativa da mesma conforme as abordagens de Meyers (1994) e Lamb et al. (2006)
..... **142**

Figura 6: Sumário de evolução das assinaturas geoquímicas orgânicas e inorgânicas da
sequência de preenchimento sedimentar da Depressão de Abrolhos no contexto dos eventos
eustáticos/paleoclimáticos do final do Pleistoceno e início do Holoceno. Gráficos de (a) à (l).
..... **156**

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO II

Tabela 1: Caracterização das sismo-fácies constituintes das 3 unidades sísmicas identificadas**94**

Tabela 2: Resultados de datação calibrados das amostras dos testemunhos 03A-5B, 04-01, 03A-04 e 07-02 obtidos nesse trabalho e por D'Agostini (2017) e Vicalvi et al. (1978)**100**

CAPITULO III

Tabela 1: Coeficientes de correlação (r) de *Spearman* entre as variáveis sedimentológicas e geoquímicas, considerando todo o conjunto de amostras dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 ($n=87$). Em cores estão destacadas as correlações com nível de significância ($\rho < 0,05$); avermelhadas quando as variáveis se correlacionam negativamente e azuladas quando positivamente. O gradiente de cores (mais claro para mais escuro) define a intensidade da correlação: fraca ($< 0,5$), forte ($> 0,5$) e muito forte ($> 0,7$)**143**

LISTA DE ANEXOS

CAPÍTULO III

Anexo 1: Contraste observado entre as assinaturas de concentração de metais dos depósitos terrígenos lamosos (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) X dos depósitos carbonáticos (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) considerando-se o conjunto dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02. O sedimento é descrito de acordo com o range de variação dos diâmetros médios¹, classificação textural conforme Folk (1954)² e faciológica conforme Larsonneur (1977) modificada por Dias (1996)³ **158**

Anexo 2: Assinaturas de concentração de metais dos depósitos areno-quartzosos lamocascalhosos (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) X dos depósitos carbonáticos (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) do testemunho DA03-04. O sedimento é descrito de acordo com o range de variação dos diâmetros médios¹, classificação textural conforme Folk (1954)² e faciológica conforme Larsonneur (1977) modificada por Dias (1996)³ **158**

Anexo 3: Assinaturas geoquímicas (teores de Carbono Orgânico Total, Nitrogênio Total, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) da matéria orgânica presente nos depósitos terrígenos lamosos (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) X dos depósitos carbonáticos (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) no conjunto dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02. O sedimento é descrito de acordo com o range de variação dos diâmetros médios¹, classificação textural conforme Folk (1954)² e faciológica conforme Larsonneur (1977) modificada por Dias (1996)³ **159**

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO DA TESE	17
1. Contexto do tema	17
2. Área de estudo: plataforma continental leste-sudeste	22
2.1 Plataforma continental leste-sudeste	23
2.2 Plataforma continental centro-nordeste do Espírito Santo	24
3. Objetivos e estrutura da tese	25

CAPÍTULO I

EVIDÊNCIAS DA INFLUÊNCIA DOS EVENTOS DE VARIABILIDADE EUSTÁTICA DESENCADEADOS DOS ÚLTIMOS 14.000 ANOS NO HEMISFÉRIO NORTE NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL LESTE-SUDESTE BRASILEIRA	27
1. Introdução	27
2. Metodologia	32
2.1 Base de dados	32
2.1.1 Modelos Digitais de Terreno	32
2.1.2 Perfis sísmicos - Depressão de Abrolhos	33
2.1.3 Dados Multibeam Echo Sounder (MBES) - Recife Califórnia	34
2.2 Processamento e estratégia analítica	34
3. Resultados	37
3.1 Depressão de Abrolhos	37
3.1.1 Principais superfícies de subfundo	37
3.1.2 Interpretação das classes acústicas/geomórficas	39
3.2 Plataforma externa centro-nordeste do Espírito Santo	43
3.3 Recife Califórnia	45
4. Discussão	48
4.1 Estabilidade vertical dos depósitos sedimentares pós-UMG	48
4.2 Evidências morfológicas do Younger Dryas e MWP-1B	48
4.2.1 Depressão de Abrolhos	48
4.2.1.1 Estágio I: Formação de feições clásticas durante o Younger Dryas	50
4.2.1.2 Estágio II: Processo de afogamento e preservação das feições clásticas em função do início do MWP-1B	56
4.2.1.3 Estágio III: Formação de feições recifais durante o MWP-1B	58
4.2.1.4 Paleo-terraços e patamares nas proeminentes áreas marginais	60
4.2.2 Plataforma externa centro-nordeste do Espírito Santo	63
4.3 Evidências morfológicas do MWP-1C e stillstands pleistocênicos	67
4.3.1 Recife Califórnia	67
4.3.1.1 Pináculos recifais X MWP-1C	67
4.3.1.2 Bancos X MIS5/MIS7	71
4.4 Morfologias e os eventos eustáticos no contexto regional	74

5. Conclusões	76
---------------------	----

CAPÍTULO II

EVOLUÇÃO SISMO-ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA E CRONOLÓGICA DA DEPRESSÃO DE ABROLHOS, (PLATAFORMA CONTINENTAL LESTE BRASILEIRA) NO CONTEXTO DOS EVENTOS EUSTÁTICOS PÓS-UMG	79
--	-----------

1. Introdução	79
2. Metodologia	83
2.1 Dados sísmicos	83
2.1.1 <i>Aquisição</i>	83
2.1.2 <i>Processamento e interpretação</i>	83
2.2 Dados estratigráficos	85
2.2.1 <i>Testemunhagem</i>	85
2.2.2 <i>Análises sedimentológicas</i>	85
2.2.3 <i>Datação</i>	86
3. Resultados	87
3.1 Sismoestratigrafia	87
3.1.1 <i>Principais refletores/superfícies limítrofes</i>	87
3.1.2 <i>Unidades sísmicas e sismo-fácies</i>	88
3.1.2.1 <i>Unidade sísmica U0</i>	88
3.1.2.2 <i>Unidade sísmica U1</i>	88
3.1.2.3 <i>Unidade sísmica U2</i>	90
3.1.2.4 <i>Unidade sísmica U3</i>	91
3.2 Descrição dos testemunhos: sedimentologia e cronologia	95
3.2.1 <i>Faciologias terrígenas</i>	95
3.2.2 <i>Faciologia mista</i>	97
3.2.3 <i>Faciologia carbonática</i>	98
4. Discussão	105
4.1 Arcabouço deposicional da Depressão de Abrolhos	105
4.2 Sequência de preenchimento pós-UMG da Depressão de Abrolhos	107
4.2.1 <i>U1: Trato de Sistemas Transgressivo Inferior (LTST)</i>	107
4.2.1.1 <i>Preenchimento sedimentar dos vales incisos</i>	109
4.2.1.2 <i>Sedimentação das áreas proximais e depocentro lagunar principal</i>	110
4.2.1.3 <i>Sedimentação das áreas distais</i>	112
4.2.1.4 <i>Influência da paleo-topografia no estabelecimento do sistema costeiro da Depressão de Abrolhos</i>	115
4.2.2 <i>Trato de Sistemas Transgressivo Superior (UTST)</i>	116
4.2.2.1 <i>Processo de ravinamento e afogamento do sistema costeiro - início do MWP-1B</i>	116
4.2.2.2 <i>Estabelecimento de feições transgressivas de água rasa durante o MWP-1B</i>	119
4.2.3 <i>Trato de Sistemas Marinho ou de Nível do Mar Alto (HST)</i>	121
5. Conclusões	123

CAPÍTULO III

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL PÓS-ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL DA DEPRESSÃO DE ABROLHOS A PARTIR DE UMA ANÁLISE GEOQUÍMICA MULTI-PROXY 126

1. Introdução	126
2. Metodologia	132
2.1 Dados pré-existentes – sedimentologia geral e datação dos testemunhos	132
2.2 Dados adicionais	134
2.2.1 <i>Granulometria da fração lamosa</i>	134
2.2.2 <i>Conteúdo elementar de metais</i>	134
2.2.3 <i>Conteúdo geoquímico da matéria orgânica: COT, NT, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$</i>	136
2.3 Análise estatística	137
3. Resultados	137
3.1 Descrição geral e granulometria da fração fina dos testemunhos	137
3.2 Conteúdo geoquímico dos testemunhos	143
3.2.1 <i>Metais</i>	143
3.2.2 <i>COT, NT, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$</i>	145
4. Discussão	148
4.1 Evolução ambiental da Depressão de Abrolhos entre o final do Bølling-Allerød e o final do Younger Dryas	148
4.1.1 <i>Proxies de intemperismo e clima nas faciologias terrígenas</i>	148
4.1.2 <i>Proxies de variação do nível do mar na faciólogia terrígena lamosa (fase lagunar-estuarina)</i>	152
4.2 Evolução ambiental da Depressão de Abrolhos do Holoceno inferior ao atual	157
4.2.1 <i>Proxies de intemperismo e variação do nível do mar nas faciologias mista (fase embaimento) e carbonática (fase marinha aberta)</i>	157
5. Conclusões	160
Anexos	162

CONSIDERAÇÕES FINAIS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

APRESENTAÇÃO DA TESE

1. Contexto geral do tema

A história do Quaternário é marcada por eventos de alternância paleoclimática mediante a variabilidade da insolação terrestre controlada por forçantes orbitais, resultando no estabelecimento de períodos glaciais e interglaciais, em compasso com o avanço e recuo das calotas polares, e fenômenos de rearranjo oceano-atmosfera (Lambeck & Chappell, 2001; Suguio, 2010; Strikis & Novello, 2014). Como um dos principais reflexos dessa dinâmica são contabilizadas flutuações reais do nível do mar (eustasia) que interagem com modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia) na contabilização de flutuações relativas do nível do mar, influenciando a evolução geológica e geomorfológica das margens continentais ao redor de todo o mundo (Lambeck & Chappell, 2001; Suguio et al. 2005).

O último ciclo eustático de alta frequência remonta ao Pleistoceno Superior, sendo marcado por um período de resfriamento da terra e regressão do nível do mar. Referido como o Último Máximo Glacial (UMG), o ápice do processo em escala mundial teria ocorrido aproximadamente entre 19000 e 20000 anos A.P quando o nível do mar se encontrava entre 120 e 130 m abaixo do nível atual (Lambeck et al, 2014; Harrison et al. 2019). Nesse período a plataforma continental encontrava-se exposta subaereamente com o estabelecimento de processos erosivos e morfologias de incisão fluvial que originaram cânions submarinos na região de quebra de plataforma/talude (Assine & Perinotto, 2001; Severiano Ribeiro, 2001; Catuneanu, 2006).

A partir do clímax dessa regressão marinha iniciou-se um período de generalizado aquecimento global, com a retomada do derretimento de geleiras e subida do nível do mar, condicionando um período transgressivo, que na América do Sul perdurou de maneira mais efetiva até ~7000 anos A.P., de acordo com Milne et al. (2005).

Nesse contexto transgressivo, ocorrerá gradativo recuo da linha de costa em direção ao continente e o estabelecimento de geometrias retrogradacionais quando a taxa de criação de espaço de acomodação sobrepujar o volume de sedimentos que chegar ao sistema (Catuneanu, 2017). Os depósitos transgressivos, em máxima amplitude possível, em uma ordem evolutiva geral, exibem um empilhamento (gradativo ou irregular) de fácies sedimentares de ambientes fluviais seguidos de estuarinos/lagunares (transicionais), litorâneos e marinhos em direção ao topo de um perfil estratigráfico (Lei de Walther, López, 2014). Essas fácies podem exibir variados graus de desenvolvimento e preservação no registro geológico, dependendo da evolução de fatores como a taxa de subida do nível do mar, o clima na área fonte, taxas de aporte sedimentar, textura dos sedimentos, tectônica, gradiente topográfico da plataforma e fisiografia da bacia (Reading, 1996; Coe & Church, 2003; Cattaneo & Steel, 2003; Catuneanu, 2009).

Conforme o balanço entre suprimento sedimentar e criação de espaço de acomodação, a transgressão pode se dar de maneira contínua ou pontuada; nesse último caso ocorrendo pela alternância de regressão e retrogradação da linha de costa, mas dentro de uma tendência deglacial de longo termo (Cattaneo & Steel, 2003). Diversos estudos de cunho geomorfológico e estratigráfico ao redor do mundo vêm evidenciando esse caráter variável do processo transgressivo pós-UMG, tanto em ambientes siliciclásticos (Gardner et al. 2007; Green et al. 2014; Wenau et al. 2020; Storms et al. 2008; Cronin et al. 2007; Tornqvist et al. 2004; Boski et al. 2015) quanto em ambientes carbonáticos (Abdul et al. 2016; Blanchon & Shaw, 1995; Blanchon et al. 2002; Blanchon, 2011a,b; Khanna et al. 2017; Nichol & Brooke, 2011; Furstenau et al. 2009; Rovere et al. 2018; Falquemborgue et al., 2018; Harris et al. 2018; Woodroffe et al. 2010; Banks et al. 2007, 2008). Nessas investigações, de uma maneira geral, são inferidos momentos de desaceleração de subida do nível do mar (*stillstands*) que estariam relacionados ao retorno temporário e parcial às condições glaciais,

com avanço das calotas de gelo e queda drástica de temperatura no Hemisfério Norte (HN), tal como inferido na transição entre o Pleistoceno e Holoceno (Younger Dryas) e na transição entre o Holoceno Inferior e o Holoceno médio (evento de resfriamento de ~8200 anos A.P.). A maior estabilidade do nível de base nesses períodos favoreceria o crescimento de recifes de corais em plataformas carbonáticas, assim como o estabelecimento de processos e ambientes deposicionais costeiros de avançada maturidade em plataformas siliciclásticas, tais como deltas, planícies costeiras e sistemas barreira-laguna. Evidencia-se também no conjunto dos citados trabalhos que o afogamento das feições e depósitos formados ocorreria em função de rápidas retomadas do processo transgressivo imediatamente subsequentes, que se relacionariam a episódios de rápido degelo e/ou desprendimento de calotas polares no HN, tal como os pulsos de degelo MWP-1B (após o YD) e MWP-1C (após o evento de resfriamento de 8200 anos A.P.).

O repentino aumento do nível de base durante esses pulsos de degelo tende a minimizar os efeitos de ravinamento por onda durante o processo transgressivo, favorecendo a preservação das sequências clásticas costeiras depositadas anteriormente ([Green et al. 2014](#)), ao passo que pode provocar o afogamento de cristas recifais ou estiramentos longitudinais escalonados dos mesmos em geometrias do tipo *backstepping* ([Camoin & Webster, 2015](#); [Blanchon & Shaw, 1995](#)), servindo como potenciais registros estratigráficos e morfológicos para investigações sobre variabilidade eustática.

A aplicação de proxies sedimentológicos, geocronológicos, bioestratigráficos e/ou geoquímicos ao longo de testemunhos desses depósitos transgressivos pode fornecer importantes informações para interpretar a sucessão dos paleoambientes relativas às modificações do nível do mar, e, potencialmente também, relativas às componentes de variabilidade climática de ordem global que estariam atreladas ao processo de recuo e avanço das calotas polares no decorrer do pós-UMG em altas latitudes. Nas margens do

Atlântico Norte, por exemplo, a redução das temperaturas durante o *stillstand* do YD seria acompanhada de condições climáticas mais secas, relacionando-se ao enfraquecimento da Corrente de Circulação Meridional do Atlântico Norte (AMOC) e do sistema de monções na região (Ng et al. 2018). A repercussão nas margens do Atlântico Sul se daria inversamente, sendo observada de uma maneira geral uma tendência climática mais úmida, com a intensificação do sistema de monções, já que no mesmo período a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se encontraria deslocada na direção sul (Arz et al. 1998; Jaeschke et al. 2007; Mülitz et al. 2017; Novello et al. 2017).

Em abordagens geoquímicas, o conjunto das composições isotópicas e elementares de carbono e nitrogênio da matéria orgânica preservadas no registro sedimentar permitem rastrear a evolução do balanço entre os aportes fluviais X marinhos, sendo comumente utilizados para inferir variações do nível do mar em reconstituições de paleoambientes transicionais (Miranda et al. 2009; Castro et al. 2010; Amaral et al. 2012; Smith et al. 2012; França et al. 2015; Machado et al. 2018). A composição inorgânica dos sedimentos, expressa na mineralogia e no conteúdo elementar metalífero (avaliada como razões entre elementos de suítes litoclásticas X bioclásticas, tal como Fe/Ca , e entre elementos de mobilidades contrastantes durante o processo intempérico continental, tal como Fe/K), adicionam maior robustez às análises das componentes desses aportes, permitindo tecer também interpretações sobre a influência climática na evolução dos ambientes (Govin et al. 2012; Chen et al. 2013; Mahiques et al. 2017; Salvaterra et al. 2017; Boski et al. 2015).

Margens continentais passivas, estáveis tectonicamente e distantes dos pontos focais de derretimento de geleiras (*far-field*), tais como as situadas no Atlântico Sul, tendem a registrar o processo de subida do nível do mar durante a última deglaciação em função de componentes mínimas de isostasia (Milne & Mitrovica, 2008), havendo grande potencial de fornecerem registros que reflitam principalmente as variações eustáticas propriamente ditas.

No Brasil os estudos sobre variação relativa do nível do mar estiveram concentrados principalmente no Holoceno Superior e em regiões costeiras ([Angulo et al. 2006](#), [Toniolo et al. 2020](#)), havendo ainda grande lacuna de dados estratigráficos, ou mesmo de trabalhos com abordagens geomorfológicas, que investiguem indícios de *stillstands* e pulsos de degelo no pós-UMG da plataforma continental. Citam-se como exceções, o estudo estratigráfico de [Boski et al. \(2015\)](#) (Rio Grande do Norte, estuário do Rio Potengi-Jundiai – MWP-1C), o trabalho de cunho morfológico de [Gomes et al. \(2020\)](#) (plataforma do Rio Grande do Norte - MWP-1B), as investigações sismoestratigráficas de [Cooper et al. \(2016\)](#) e [Cooper et al. \(2018\)](#) (plataforma continental de Santa Catarina - MWP-1B), e de [Rangel et al. \(2019\)](#) (plataforma de Alagoas, Delta Rio São Francisco - MWP-1A, MWP-1B e MWP-1C). Ainda no contexto do Atlântico Sul, na margem africana, cita-se a investigação sismoestratigráfica de [Kirkpatrick et al. \(2019\)](#) (plataforma da Namíbia - MWP-1B e MWP-1C).

Estudos multidisciplinares como esses, com ênfase em investigações de modificações rápidas no nível do mar no tempo geológico, são de grande valia, uma vez que criam subsídios para dimensionar possíveis futuros impactos da migração da linha de costa nas atividades humanas em áreas litorâneas.

A margem continental leste-sudeste do Brasil, área de estudo do presente trabalho, exhibe grande variabilidade fisiográfica e caráter geomorfológico reliquiar que, em um contexto geral de sedimentação mista e fanítica, potencialmente reflete a história de exposição subaérea da plataforma continental (incisões fluviais e dolinas em terreno de natureza cárstica), assim como o processo de submersão da mesma durante a última transgressão marinha pós-UMG ([Bastos et al. 2015](#); [Bastos et al. 2016](#)). Nesse cenário e diante de todo o contexto temático exposto até aqui, esta tese pretendeu investigar, de uma maneira geral, possíveis evidências de variabilidade eustática/climática que estariam envolvidas na evolução paleoambiental pós-UMG da margem continental.

2. Área de estudo: plataforma continental leste-sudeste

Nesta tese são abordados 3 diferentes setores da margem continental leste-sudeste brasileira. O principal setor investigado é a região centro-sul da plataforma de Abrolhos, nos limites de uma feição conhecida como "Depressão de Abrolhos" (DA). Secundariamente, em uma perspectiva de análise regional, são abordados também os estudos de caso de um setor do arco recifal externo da plataforma continental interna de Abrolhos (no extremo sudeste do Parque Nacional Marinho), conhecido como "Recife Califórnia" (RC) e um trecho da plataforma externa do centro-nordeste do Espírito Santo (PECNES) (Figura 1).

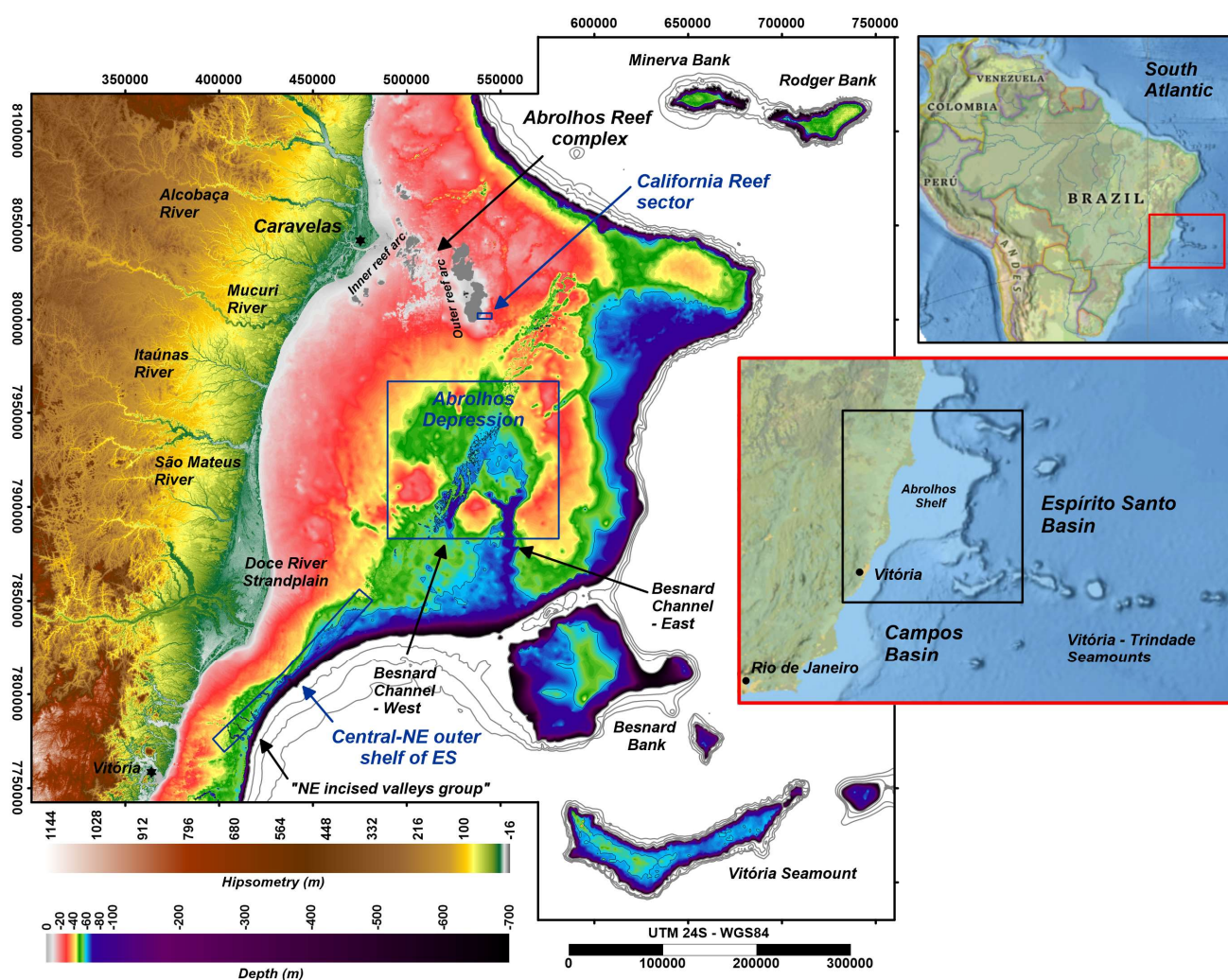


Figura 1: Modelo morfológico da margem continental leste-sudeste brasileira, com destaque (retângulos em azul) dos 3 diferentes setores analisados no presente estudo.

2.1 Plataforma continental de Abrolhos

A plataforma de Abrolhos (Figura 1) situa-se aproximadamente entre 17°S e 19.5°S, ao largo do norte do Espírito Santo e sul da Bahia. Nessa região a plataforma continental leste-sudeste brasileira alarga-se anormalmente, atingindo ~200 Km (Moura et al. 2013) devido ao desenvolvimento de um complexo vulcânico que remonta ao Paleógeno (Sobreira & França, 2006). Exibe zona de quebra entre 80 e 90 m de profundidade (Bastos et al. 2015), constituindo-se como uma plataforma do tipo aberta (*no-barrier reef*) que abrange os maiores e mais diversificados recifes de coral e fundos de rodolitos do Atlântico Sul (Moura et al. 2013, Ferreira et al. 2020).

Na fase de exposição subaérea, durante o UMG, a Plataforma de Abrolhos configurou-se como um terreno cárstico, com dolinas (Bastos et al. 2016) e vales incisos em uma rede de drenagem que convergia principalmente para o setor centro-sul, na direção de em uma feição conhecida como “Depressão de Abrolhos” (DA) (Figura 1), que, uma vez conectada com o Canal Besnard, formava uma grande via de escoamento de sedimentos até o talude (Bastos et al. 2015). Na região central mais profunda da DA (~66 m) a topografia cárstica serviu como arcabouço para depósitos sedimentares inconsolidados, de natureza terrígena e textura fina na base, associados à instalação de ambientes lagunar-estuarino, quando o nível do mar se encontrava estacionado ao redor da atual isóbata de 60 m; e de natureza calcária no topo, representando uma sequência de completo afogamento dessa feição durante o processo transgressivo (Vicalvi et al. 1978; D’Agostini, 2017). Os limites marginais da DA são definidos pela isóbata de ~40 m, configurando-se como fundos irregulares de alta refletividade acústica, típicos de fundos de algas calcárias e estruturas coralíneas afogadas (Vicalvi et al. 1978; Melo et al. 1975 e Moura et al. 2013).

A porção norte da plataforma de Abrolhos é marcada pelo alargamento da plataforma interna, associado à presença dos arcos recifais costeiro e externo. O arco costeiro é

formado por um complexo de bancos recifais e “chapeirões”, um tipo único de pináculo com topos expandidos que adquirem o formato de cogumelo (*mushrooms shape*), que podem unir-se lateralmente, formando bancos coalescentes que chegam a emergir durante marés baixas (Leão et al. 2003). O arco externo, que bordeja o lado leste da Ilha do Parcel dos Abrolhos, e onde se encontra o Recife Califórnia (RC), está localizado a cerca de 70 Km da costa, sendo formado por pináculos isolados em áreas com profundidades superiores a 20 m (Leão et al. 2003) e principalmente por recifes de baixo relevo em profundidades superiores a 40 m (Ferreira et al. 2020). D’Agostini et al. (2015) observa que durante a última deglaciação a plataforma norte de Abrolhos exibiu evolução sedimentar diferente da observada no centro sul (DA), sem o desenvolvimento de depósitos terrígenos de nível de mar baixo. Segundo os autores, a sedimentação silicilástica limitou-se a porção proximal da plataforma interna (até ~12 m de profundidade), desenvolvendo-se tardiamente em um contexto regressivo nos últimos ~5600 anos A.P.

2.2 Plataforma continental centro-nordeste do Espírito Santo

A plataforma continental centro-nordeste do Espírito Santo (PECNES), situada aproximadamente entre 19.5°S e 20°S, diferencia-se fisiograficamente da plataforma de Abrolhos em uma drástica redução da largura para ~50 Km ao largo da planície deltaica do Rio Doce (Figura 1). Esse trecho caracteriza-se pela regularização morfológica relacionada ao delta subaquoso desse rio, associado a uma cobertura sedimentar de natureza terrígena e textura lamosa/lamo-arenosa na porção proximal, gradando à terrígena/mista de textura arenosa na porção distal. Por volta dos 40 m de profundidade a sedimentação biogênica torna-se predominante, sendo composta principalmente por fundos de rodolitos (Bastos et al. 2015). Afastando-se da influência do Rio Doce, na direção sudoeste, as morfologias tornam-se muito irregulares, exibindo paleocanais semipreenchidos, terraços e fundos *hardgrounds* (Bastos et al. 2015, Bourguignon et al. 2018, Oliveira et al. 2020), indicativos

de um regime de acomodação e plataforma faminta (Bastos et al. 2015). A incipiente influência da drenagem continental e a complexidade geomorfológica proporcionam um amplo desenvolvimento das comunidades bênticas e sedimentação baseada no suprimento autóctone; destacando-se a predominância de fundos de rodolitos na plataformas média-externa de todo esse setor (Bastos et al. 2015; Vieira et al. 2019; Oliveira et al. 2020).

3. Objetivos e estrutura da tese

Dentro de um contexto geral de investigação de evidências da variabilidade eustática/paleoclimática, durante a evolução paleoambiental pós-UMG da plataforma continental leste-sudeste do Brasil, a tese foi segmentada em 3 capítulos que refletem as etapas de aprofundamento da pesquisa para que os questionamentos específicos pudessem ser respondidos.

Esses capítulos foram preparados no formato clássico de artigos de divulgação científica, de modo que funcionassem como produtos independentes. Nesse caso, sem prejuízos para o entendimento de etapas anteriores, inevitavelmente algumas informações de contextualização do tema, assim como pontos de discussão, acabaram aparecendo de maneira repetida, sendo abordadas pertinentemente nesse último caso como citações dos capítulos antecedentes. As metodologias são descritas separadamente, atendendo os objetivos específicos de cada etapa/capítulo da pesquisa. Da estrutura original dos manuscritos somente o tópico descritivo da área de estudo foi suprimido, já que foi suficientemente explorado aqui na apresentação inicial dessa tese.

O Capítulo I, tomando como pressuposto o caráter morfológico reliquiar da plataforma continental leste-sudeste, compara as profundidades das geomorfologias de fundo e/ou subfundo de 3 diferentes setores da mesma às curvas de variação do nível do mar propostas pela literatura para inferir a possível influência dos eventos eustáticos no estabelecimento e

afofamento das feições e/ou classes de feições interpretadas. As relações e os intervalos de profundidade reconhecidos na escala dos 3 estudos de caso (DA, PECNES e RC) foram extrapolados e discutidos também para a escala regional da margem continental. O Capítulo 1 foi parcialmente publicado na edição de dezembro de 2021 da revista *Marine Geology* sob o título “*Morphological evidences of eustatic events in the last 14,000 years in a far-field site, East-Southeast Brazilian continental shelf*”, focando-se somente na discussão do *stillstand* durante o YD e o subsequente pulso de degelo MWP-1B nos setores DA e PECNES, suprimindo-se, portanto, os dados do setor RC e as discussões em torno do MWP-1C.

Os Capítulos II e III dedicam-se ao detalhamento do processo evolutivo do principal setor estudado, a DA:

No Capítulo II o processo de preenchimento e sucessão ambiental pós-UMG da DA frente aos processos eustáticos é investigado através de uma abordagem sísmo-estratigráfica amarrada à dados sedimentológicos e geocronológicos de 4 testemunhos obtidos na porção proximal norte dessa feição, contemplando-se o registro faciológico transgressivo desde a fase de afofamento fluvial até a fase de mar alto atual.

O Capítulo III explora todas as relações sedimentológicas e cronológicas reconhecidas no Capítulo II, integrando-as à proxies geoquímicos orgânicos e inorgânicos para avaliar o balanço entre as influências terrestre X marinha durante o processo evolutivo de afofamento da DA, interpretando possíveis variabilidades climáticas que estariam temporalmente atreladas aos processos eustáticos.

Por último, os principais achados e conclusões da tese são recapituladas e integrados em um tópico de considerações finais.

CAPÍTULO I

EVIDÊNCIAS DA INFLUÊNCIA DOS EVENTOS DE VARIABILIDADE EUSTÁTICA DESENCADEADOS DOS ÚLTIMOS 14.000 ANOS NO HEMISFÉRIO NORTE NA CONFIGURAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL LESTE-SUDESTE BRASILEIRA

1. Introdução

Desde os trabalhos de [Fairbanks \(1989\)](#) e [Macintyre et al. \(1991\)](#), baseados no registro estratigráfico de recifes de *A. palmata* em Barbados, uma série de evidências estratigráficas ao redor do mundo têm demonstrado o caráter variável das taxas de subida do nível do mar durante a última transgressão marinha pós-UMG, sendo constatados momentos de relativamente maior aceleração, referidos como “*Melt Water Pulses*” (MWP), que estariam relacionados a episódios de desprendimentos de calotas polares e/ou descargas de larga escala de água doce nos oceanos ([Harrison et al. 2019](#); [Cronin et al. 2012](#); [Carlson & Clark, 2012](#)). Os pulsos de degelo coincidem ou são imediatamente precedidos por fenômenos de rearranjo entre oceano-atmosfera ([Blanchon et al. 2011 a](#)), sendo registrados na forma de inflexões nos dados de conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ do ar trapeado nas camadas de gelo da Groenlândia ([Kindler et al. 2014](#); [Kobashi et al. 2007](#); [Alley, 2000](#)).

A transição entre o Pleistoceno e o Holoceno é marcada pelo Younger Dryas (12900-11700 anos A.P.), um período caracterizado pelo resfriamento e retorno temporário às condições glaciais em altas latitudes do hemisfério norte ([Alley, 2000](#)), que se refletiu na desaceleração/estabilização do nível do mar global ([Carlson & Clark, 2012](#); [Abdul et al. 2016](#)), sendo imediatamente precedido por um período de aquecimento conhecido como Bølling-Allerød. A fase inicial (Bølling), de mais intensa elevação de temperatura, relaciona-se estreitamente ao pulso de degelo de maior magnitude registrado durante a última deglaciação, conhecido como “MWP-1A”, que teria provocado uma subida do nível do mar

de ~20 m em ~300 anos (~14600-14300 anos A.P., [Deschamps et al. 2012](#)). Os registros estratigráficos de recifes de coral de Barbados de [Abdul et al. \(2016\)](#) sugerem que entre o Allerød médio (~13900 anos A.P.) e o final do Younger Dryas (~11700 anos A.P.) as taxas de subida do nível do mar decresceram suavemente de 20 mm/ano para 4 mm/ano, configurando-se como um *stillstand*. A retomada do processo de aquecimento e derretimento de geleiras ao final desse período teria desencadeado uma subida do nível do mar de 14 ± 2 m, à uma taxa de ~40 mm/ano (11450-11100 anos A.P.), caracterizando um segundo pulso de degelo denominado como “MWP-1B”. Essa inflexão de subida do nível do mar relacionada ao evento (suportada também nos trabalhos de [Blanchon & Shaw, 1995](#); [Liu & Milliman, 2004](#), [Peltier & Fairbanks, 2006](#) e [Blanchon, 2011 a,b](#)) foi inferida à partir da interpretação de afogamento de cristas recifais no registro estratigráfico do Caribe, algo que não é suportado em dados de mesma natureza do Tahiti (Pacífico Sul) trazidos por [Bard et al. \(2010, 2016\)](#) e [Camoin et al. \(2012, 2015\)](#). Esses autores discutem que o evento é controverso, no que diz respeito ao intervalo de tempo e sobretudo à interpretação da magnitude, que poderia estar superestimada devido às instabilidades tectônicas da região caribenha. O mesmo também não fica claro nos registros estratigráficos do nordeste da Grande Barreira de Corais da Austrália ([Webster et al. 2018](#)) e na compilação de dados de variação de nível do mar em escala global, com ajustes de glacio-isostasia (GIA), de [Carlson & Clark \(2012\)](#) e [Lambeck et al \(2014\)](#). No entanto, [Guilderson et al. \(2000\)](#), um raro estudo que se propõe investigar as variações do nível do mar no Atlântico Sul desde o UMG, relata para a plataforma continental da Argentina resultados condizentes com o MWP-1B.

Apesar das controvérsias estratigráficas, uma série de evidências morfológicas ao redor do mundo sugerem que os estabelecimentos de determinadas feições relíquias tenham sido favorecidos pela desaceleração de subida do nível do mar durante o YD, e que a preservação das mesmas se daria em função de um rápido processo de submersão,

compatível com o MWP-1B. Nesse contexto são registradas feições carbonáticas biogênicas, como os recifes mesofóticos da plataforma externa sul do Texas (Khanna et al. 2017) e os recifes de franja (*fringing reefs*) na plataforma oeste da Austrália (Nichol & Brooke, 2011), assim como conspícuos terraços recifais nas Ilhas Maldivas-Oceano Índico (Furstenau et al. 2009; Rovere et al. 2018) e nas Bahamas-Caribe (Falquembergue et al, 2018). Em contextos de sedimentação siliciclástica ou mista o referido evento de submersão também é relacionado a feições afogadas tipicamente sugestivas de ambientes de sedimentação costeiros, como ilhas barreiras/*sand ridges*, sistemas lagunares ou depósitos eólicos, como encontrados por Garder et al. (2007) no Golfo do México, Green et al. (2014) na África do sul, Wenau et al. (2020) em Moçambique e Storms et al. (2008) no Mar Adrático; assim como de ambientes marinhos raros ou de *shoreface*, que exibem formas de fundo em desequilíbrio com o espaço de acomodação e a hidrodinâmica atual, como *sand waves*, *ripples* e *sand ribbons* afogadas, como as encontradas por Durán et al. (2017) e Albarracin et al. (2014) na margem oeste do Mar Mediterrâneo e por Rovere et al. (2019) no Golfo de Manfredônia, no Mar Adriático.

Os dados de conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ trapeado nas camadas de gelo da Groenlândia revelam um período de queda drástica na temperatura iniciado $\sim 8175 \pm 30$ anos A.P, com duração de ~ 150 anos (GISP2, Kobashi et al. 2007), reconhecido como marco de transição entre o Holoceno Inferior e Médio. Esse evento de resfriamento teria sido desencadeado por um repentino desague do Lago proglacial Agassiz-Ojibway (calota polar de Laurentide, entre os EUA-Canada) através do estreito de Hudson, induzindo drástica queda temporária na velocidade das correntes que traziam águas de maiores temperaturas dos trópicos para o Atlântico Norte (Kleiven & Kissel, 2008, Torbjorn & Tornqvist, 2012). O período que segue o clímax do evento de 8200 anos A.P. é marcado pela retomada de subida das temperaturas (Kobashi et al. 2007), sendo justamente associado a um terceiro pulso de degelo,

denominado por [Blanchon \(2011 a,b\)](#) como “MWP-1C” ou “CRE-3”. A partir da atualização da base de dados estratigráficos de estruturas recifais do Atlântico Caribenho ([Blanchon & Shaw, 1995](#); [Blanchon et al. 2002](#); [Toscano & Macintyre, 2003](#) e [Peltier & Fairbanks, 2006](#)) aquele autor definiu que esse evento teria ocorrido entre ~8000-7600 anos A.P., no intervalo entre ~18 e 13-9 m de profundidade, magnitude de 5-9 m, à taxa de 13-23 mm/ano. A existência desse evento é corroborada pelos registros de recifes que também foram afogados aproximadamente nesse período no Golfo de Carpentária - norte da Austrália ([Harris et al. 2008](#)), na Ilha de Lord Howe - extremo sul do Pacífico ([Woodroffe et al. 2010, 2014](#)) e na Flórida - EUA ([Banks et al. 2007, 2008](#)); assim como por registros estratigráficos de ambientes costeiros que mostram bruscas modificações faciológicas em interseções com o mesmo intervalo de tempo, como os da Baía de Chesapeake – EUA ([Cronin et al. 2007](#)), do delta do Rio Mississippi – EUA ([Tornqvist et al. 2004](#)) e do estuário do Rio Potengi-Jundiá – nordeste do Brasil ([Boski et al. 2015](#)).

Margens continentais passivas, estáveis tectonicamente e distantes dos pontos focais de derretimento de geleiras (*far-field*), tais como as situadas no Atlântico Sul, tendem a registrar o processo de subida do nível do mar durante a última deglaciação em função de componentes mínimas de isostasia ([Milne & Mitrovica, 2008](#)), havendo grande potencial de fornecerem registros que reflitam principalmente as variações eustáticas propriamente ditas. No Brasil os estudos sobre variação relativa do nível do mar estiveram concentrados principalmente no Holoceno Superior e em regiões costeiras ([Angulo et al. 2006](#), [Toniolo et al. 2020](#)), havendo ainda grande lacuna de dados estratigráficos, ou mesmo de trabalhos com abordagens geomorfológicas, que analisem o processo de submersão da plataforma continental desde o UMG. Como exceção no Brasil, podem ser citados os trabalhos recentes de [Gomes et al. \(2020\)](#) e [D’Agostini et al. \(2020\)](#), que relacionam terraços e recifes à paleoníveis marinhos, respectivamente, na plataforma externa do Rio Grande do Norte

(nordestel) e nas zonas de quebra da plataforma do norte e sul de Abrolhos. Em adição, [Cooper et al. \(2016\)](#) e [Cooper et al. \(2018\)](#) mapearam fácies sísmicas relacionadas a remanescentes de ambientes costeiros siliciclásticos formados durante o *stillstand* que precede o MWP-1B na plataforma continental de Santa Catarina (sul do Brasil). No mesmo contexto temporal, [Kirkpatrick et al. \(2019\)](#) reconheceu *gravel spits* e remanescentes de barreiras praias na margem africana do Atlântico Sul, ao largo do sul da Namíbia.

A margem continental leste-sudeste do Brasil, área de estudo do presente trabalho, exhibe grande variabilidade fisiográfica e caráter geomorfológico reliquiar que, em um contexto geral de sedimentação mista e faminta, potencialmente reflete a história de exposição subaérea da plataforma continental (incisões fluviais e dolinas em terreno de natureza cárstica), assim como o processo de submersão da mesma durante a última transgressão marinha pós-UMG ([Bastos et al. 2015](#); [Bastos et al. 2016](#)). Nesse cenário, o presente trabalho pretende investigar possíveis evidências morfológicas e/ou sísmicas dessa região que poderiam sinalizar os eventos de variabilidade eustática descritos na literatura mundial, associados à períodos de estabilização (*still stands*) e/ou aceleração de subida do nível do mar (*melt water pulses*) durante a última deglaciação, utilizando-se de assinaturas de profundidade (sugestivas de formações recifais, terraços e/ou feições sedimentares) e perfis morfológicos como instrumento básico de comparação. O trabalho analisa em maior detalhe 3 diferentes setores da plataforma continental, “Depressão de Abrolhos” (centro-sul da plataforma de Abrolhos), “Plataforma externa do centro-nordeste do Espírito Santo” e “Recife Califórnia” (trecho do arco recifal externo do Parque Nacional Marinho de Abrolhos), discutindo as prováveis origens e naturezas de sugestivas feições sedimentares, superfícies estratigráficas e formações recifais presentes, assim como comparando-as com exemplos mundiais. Por último, as constatações locais a respeito da influência dos eventos eustáticos são expandidas para o contexto regional.

2. Metodologia

2.1. Base de dados

2.1.1. Modelos Digitais de Terreno (MDTs)

A confecção de um modelo digital de terreno da margem continental norte do Espírito Santo, sul da Bahia e montes submarinhos adjacentes (Figura 1), baseou-se na compilação de dados batimétricos de escalas diversas oriundos de folhas de bordo e cartas náuticas da Marinha do Brasil (interpolação por vizinhança natural, malha 200 m, software *Surfer13*), assim como de dados hipsométricos SRTM resolução 90 m (Nasa *Shuttle Radar Topography Mission*, disponível em <http://srtm.csi.cgiar.org>). A representação cartográfica da porção emersa ou quase emersa dos arcos interno e externo dos recifes de Abrolhos foi modificada a partir dos trabalhos de [Ilha \(2006\)](#) e [Oliveira \(2006\)](#).

Folhas de bordo nas escalas de 1:30000 e 1:20000 (dispostas em um corredor de ~11 Km de largura que atravessa a área de estudo entre a cidade de Vitória e a plataforma de Abrolhos) foram utilizadas para mostrar algumas feições em maior detalhe (malha de 100 m) em um trecho da PECNES, assim como de um corredor que atravessa a DA na direção nordeste-sudoeste. A morfologia desse último setor foi apresentada em [Bastos et al. \(2015\)](#), e posteriormente também por [Bourguignon et al \(2018\)](#) e [Oliveira et al. \(2020\)](#) para classificação de fundo e mapeamento de habitats marinhos. Aqui esses dados são revisitados para a interpretação de feições somente na plataforma externa para contextualização em um modelo regional de variação eustática pós-UMG.

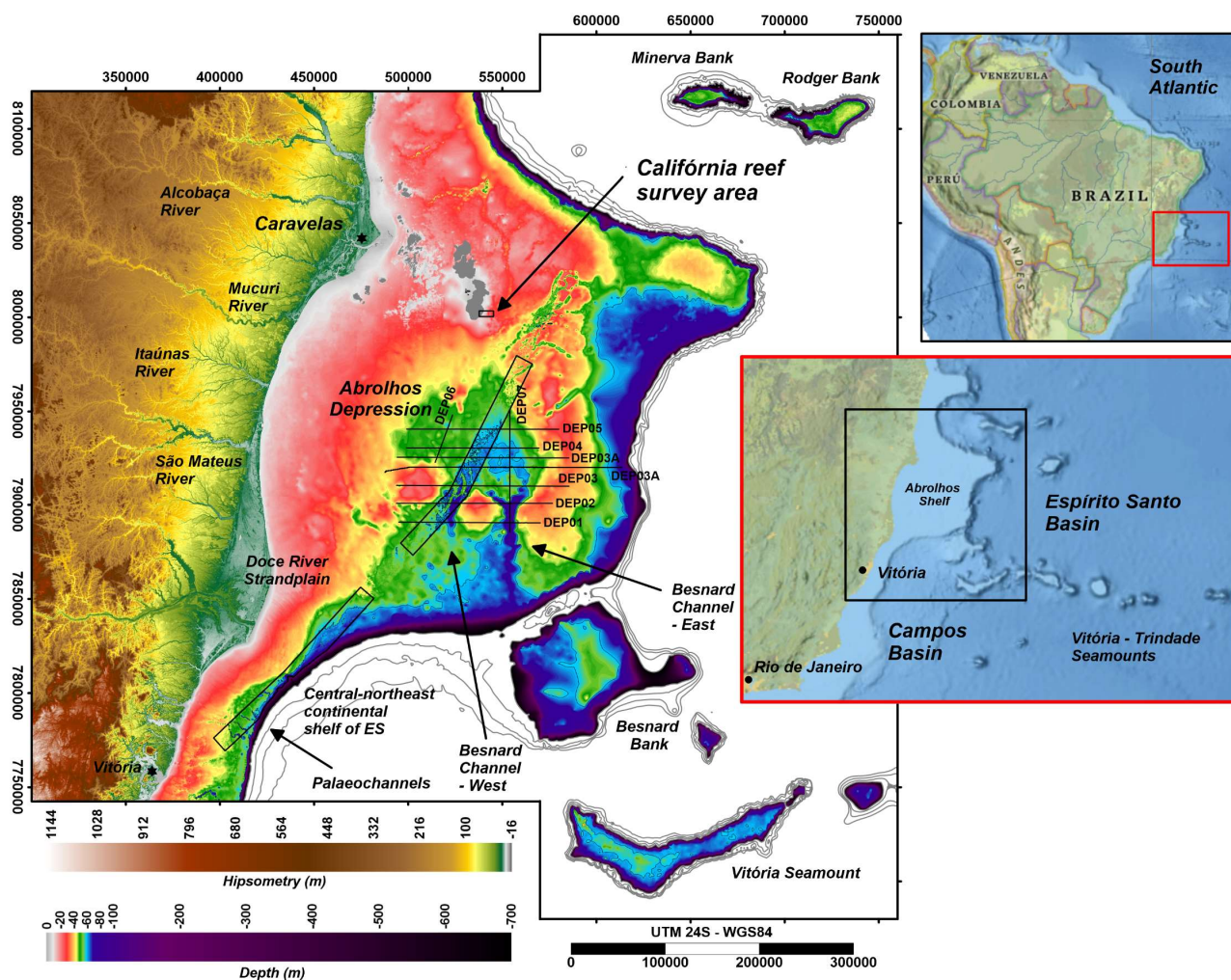


Figura 1: Modelo digital de terreno da margem continental leste-sudeste do Brasil (norte do Espírito Santo e extremo sul da Bahia), destacando a localização da base de dados utilizada: linhas sísmicas no setor Depressão de Abrolhos, área de levantamento do Recife Califórnia e corredor de dados batimétricos (folhas de bordo de melhor detalhamento na plataforma externa centro-nordeste do ES e em trecho da Depressão de Abrolhos).

2.1.2. Perfis sísmicos - Depressão de Abrolhos

Em janeiro de 2018 foram adquiridos aproximadamente 688 Km de dados sísmicos de alta resolução utilizando-se de uma fonte acústica do tipo Sparker com potência máxima de 1000J, com sistema e software de aquisição da marca Geomarine (sistema Geo-Spark 1000 Plus). Os dados são dispostos em 7 perfis leste-oeste transversais em relação aos bancos e aos eixos dos Canais Besnard (DEP01, DEP02, DEP03), assim como em setores mais internos da DA (DEP03A, DEP03B, DEP04 e DEP05), espaçados a cada 10 ou 5 Km. A título de controle e amarração de refletores foram adquiridos outros 2 perfis na direção norte-

sul (DEP06, à noroeste da DA e DEP07, cortando longitudinalmente toda a DA e o eixo do Canal Besnard Oeste.

2.1.3. Dados MBES – Recife Califórnia

O presente trabalho apresenta ainda subprodutos e análises das profundidades de um setor dos recifes do arco externo situado a sudeste do Parque Nacional Marinho de Abrolhos, conhecido como Recife Califórnia (Figura 1). A partir de dados MBES originalmente processados por [Menandro et al. \(2019\)](#) foi gerado um grid com malha de 5 m através de interpolação por vizinhança natural no software *Surfer13* (sem extrapolação para preenchimento de feriados entre as linhas de navegação). Foram utilizados também os polígonos de classificação supervisionada de fundo gerados pelos autores supramencionados a partir da técnica BTM (*Benthic Terrain Modeler* - ArcGIS® toolbox), que se utiliza de uma classificação morfométrica baseada na variabilidade espacial das derivadas do grid batimétrico (*Bathymetric Positioning Index* - *BPI* e gradiente batimétrico). A classificação das feições foi criada por [Menandro et. Al. \(2019\)](#) a partir de uma biblioteca de ajuste supervisionado, contendo intervalos limítrofes de profundidade e gradiente, e/ou associação com valores acima ou abaixo do desvio padrão do *BPI*.

2.2. Processamento e estratégia analítica

Os dados sísmicos foram processados utilizando-se o próprio software do fabricante do sistema de aquisição (Geo Marine), constituindo-se na aplicação de filtros de frequência, ganho (AGC e TVG), correção de ondulação (*swell filter*), *bottom track*, eliminação da coluna d'água (*mute*) e equalização dos traços sísmicos. A plotagem das linhas em ambiente SIG, assim como a digitalização de refletores foi realizada utilizando-se o software *Kingdom Suite*. Para a conversão da informação de tempo duplo (TWT) em profundidade aproximada nos

sismogramas empregou-se 1532 m/s como velocidade de propagação do som, baseando-se na velocidade média obtida a partir de dados de perfilagem do som coletados na área de estudo até a profundidade de 110 m em 09/2015.

No geral, a interpretação dos dados baseou-se no mapeamento de protuberâncias/altos topográficos e outras feições marginais expressas na morfologia de fundo atual passíveis de correlação com eventos transgressivos, sejam essas diagnósticas de possíveis processos de estabilização de linha de costa e/ou sugestivas de crescimento recifal de origem biogênica em águas rasas.

As feições de fundo observadas nos dados sísmicos da DA foram classificadas qualitativamente de acordo com o tipo de morfologia e contraste de impedância acústica do refletor de fundo, assim como pelas fácies sísmicas e comportamento do sinal em subsuperfície. Secundariamente, foram mapeadas as principais superfícies de subfundo para o entendimento do arcabouço geral da DA nos perfis DEP03A, DEP01 e DEP07, tendo como principal objetivo a definição da última superfície de exposição subaérea da plataforma referente ao UMG. Adicionalmente foi realizada a interpretação de outras superfícies em subfundo que pudesse auxiliar na interpretação da origem e formação das feições geomórficas mapeadas, no entanto nesse capítulo não são apresentadas análises sistemáticas das unidades sismoestratigráficas ao longo dos perfis

No caso dos dados batimétricos do RC as feições de interesse foram isoladas a partir dos polígonos de classificação dos fundos recifais (classes BTM) fornecidos por [Menandro et al. \(2019\)](#): I) “Low Relief Reef Banks” (LRRB), II) “Edges of LRRB”, III) “Pinnacles/Irregular Relief Reef Banks” (IRRB) e IV) “Pinnacles/IRRB Artifacts”. Esses polígonos foram utilizados como máscaras no software ArcGIS para a extração das sondagens de interesse a partir do grid da área total, sendo suprimidas, portanto, as áreas inter- recifais (topografias de relevo suave e menor grau de rugosidade).

A organização das feições de interesse em subclasses, seja a partir de interpretações de atributos geofísicos ou de similaridades geomorfométricas, vislumbra verificar possíveis padrões de ocorrência por faixas de profundidade, e por conseguinte, algum padrão evolutivo diante dos eventos transgressivos. A unidade amostral no caso dos dados batimétricos do RC é o nó do grid batimétrico de 5 m. No caso dos perfis da DA a unidade amostral constitui-se na informação de profundidade interpretada (tempo duplo convertido em distância) associada a cada traço do sismograma (1 *shot point* a cada segundo).

Os resultados de cada classe foram representados graficamente ao longo dos perfis batimétricos individuais, assim como em histogramas normalizados que mostram a frequência de ocorrência das faixas de profundidades em intervalos de 1 m considerando-se o conjunto de todos os perfis (adotando-se o arredondamento dos centímetros para obtenção de valores inteiros, o que é compatível com os erros gerados pelos métodos de aquisição), destacando-se a faixa de profundidades que acumula 50% dos dados (Quartil 1, mediana e Quartil 3).

Os dados de profundidade analisados foram comparados com dados de variação relativa do nível do mar disponíveis na literatura através de simples relação gráfica entre a idade antes do presente (eixo X) e a profundidade das feições (eixo Y). Para o período pós-UMG empregou-se o envelope formado pelas curvas de variação do nível do mar, assim como os intervalos de tempo referentes aos eventos eustáticos propostos por [Abdul et al. \(2016\)](#), [Blanchon, 2011 \(a, b\)](#) e [Lambeck et al. \(2014\)](#) para o estabelecimento dessas relações. As profundidades das feições foram comparadas também em visualizações de variação do nível do mar retroativas a 2 ciclos glacio-eustáticos completos, disponíveis nos materiais suplementares das publicações de [Grant et al. \(2016\)](#) (entre 240 mil e 30,2 mil anos A.P.), complementados pelos dados mais recentes de [Lambeck et al. \(2014\)](#) (entre 30,2 mil anos

A.P. e o presente). A nomenclatura dos *Marine Isotopic Stages (MIS)* baseia-se no trabalho de [Railsback et al. \(2015\)](#).

3. Resultados

3.1. Depressão de Abrolhos

3.1.1. Principais superfícies de subfundo

Os registros sísmicos revelam uma consistente superfície refletora em subfundo de amplitude variável e caráter erosivo expresso por morfologias irregulares e truncamento lateral de refletores. Baseado no modelo que sugere regressão de cerca de 120 m abaixo do nível do mar atual por volta de 17000 anos A.P. ([Lambeck et al. 2014](#)), este refletor sísmico pode ser interpretado como a “última superfície de exposição subaérea” ou “superfície erosiva pleistocênica” (Figura 2, linha em verde). Previamente reconhecida por [D’Agostini et al. \(2005\)](#) e [Bastos et al. \(2015, 2016\)](#), essa discordância regional define o nível de incisão da rede fluvial entre a porção noroeste da plataforma de Abrolhos e a porção distal da DA no período de mar baixo. Os eventos subsequentes de deposição e preenchimento associados ao processo transgressivo pós-UMG são identificados nos registros como refletores paralelos/subparalelos com padrões de terminação em *onlap* ou *downlap* no interior dos paleovales.

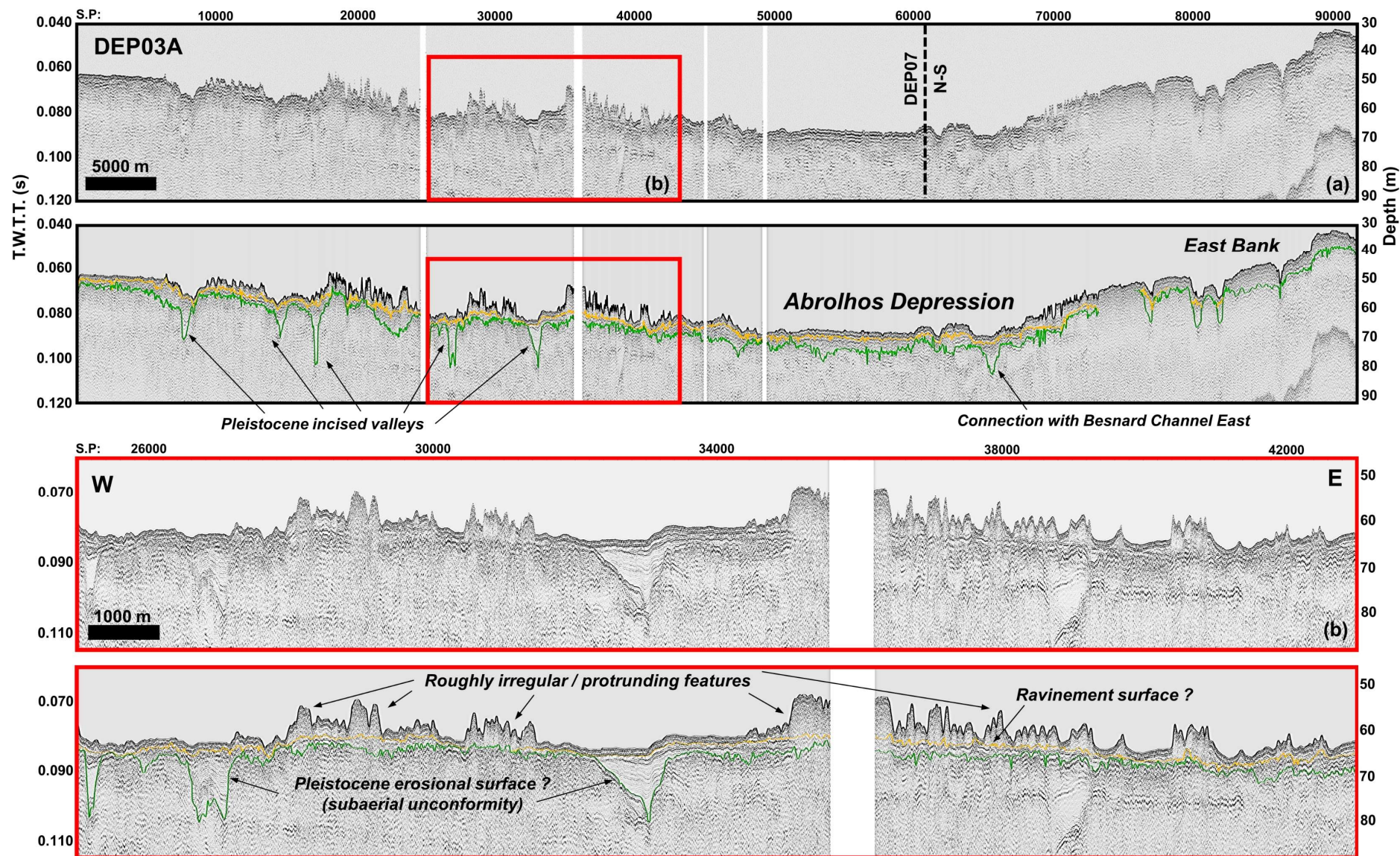


Figura 2: Principais superfícies de subfundo mapeadas exemplificadas no perfil DEP03A. Em verde é representado a possível “superfície de exposição subaérea” e em amarelo uma possível “superfície de ravinamento”.

Um segundo refletor (Figura 2, linha em amarelo), localizado entre a discordância principal e o fundo marinho, é caracterizado por alta amplitude sísmica e consistente continuidade lateral, variando de plano paralelo à irregular. O mesmo é interpretado como uma potencial “superfície de ravinamento” relacionada ao recuo da *shoreface* durante o processo de subida do nível do mar como proposto por [Zecchin et al. \(2019\)](#), acima da qual seriam instaladas as feições transgressivas.

Em áreas específicas, esses os dois refletores se fundem, não sendo possível a distinção, sendo essa situação mais representativa no setor marginal leste da DA. É importante enfatizar que não foram encontradas evidências que indiquem deformação pós-deposicional das camadas sedimentares por falhamentos geológicos ao longo dos perfis sísmicos obtidos.

3.1.2. Interpretação das classes acústicas/geomórficas

Quatro diferentes classes geomórficas foram reconhecidas de acordo com a morfologia e resposta acústica dos refletores de fundo e subfundo (eco-caráter), conforme detalhado abaixo. A Figura 3a sumariza as principais características e traz exemplos de cada classe. A distribuição espacial das mesmas é mostrada da Figura 3b.

- 1) Roughly irregular/protruding – High acoustic impedance (RIP-HAI):** trechos proeminentes do fundo que exibem baixa penetração do sinal sísmico, de modo que a visualização de refletores em subsuperfície seja completamente inviabilizada ou atenuada (baixa relação sinal/ruído e fácies sísmica caótica). Nesses trechos o pulso sísmico de baixa frequência empregado é refletido de maneira difusa (*spiky reflections*), o que pode ser atribuído à complexidade/rugosidade/rigidez do fundo marinho, traduzindo-se em perdas de amplitude do sinal de retorno. Ocorrem principalmente na margem oeste da DA,

nos flancos do Banco Oeste e na porção noroeste onde os recifes ocorrem margeando paleocanais. De maneira mais isolada foram mapeados também no banco situado imediatamente ao sul da DA e no topo do Banco Central.

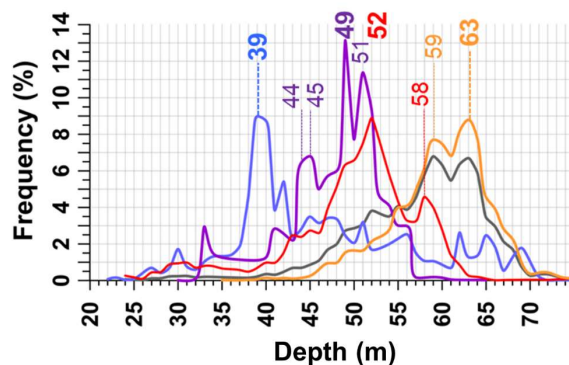
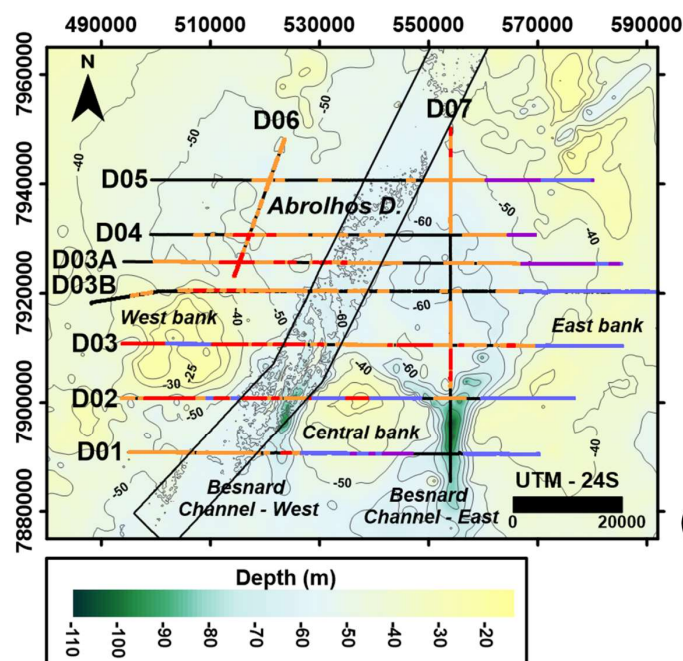
- II) *Roughly irregular/protruding – Low acoustic impedance (RIP-LAI)*:** feições protuberantes de maior gradiente topográfico e/ou de relevos mais suaves, por vezes ocorrendo como sequências de cristas e cavas. Exibem na maioria das vezes padrão interno transparente ou semitransparente (refletores paralelos/subparalelos atenuados, mas visíveis), e menos frequentemente refletores internos bem definidos, limitando-se pela base por um refletor de alta amplitude (as vezes aflorante) e acima pelo fundo marinho que se configura como um envelope bem definido de alta amplitude. Distribui-se amplamente na área de estudo, ocorrendo de maneira marcante junto à toda a base do Banco Oeste e margeando a DA por todos os lados, limitando-se de maneira geral até a isóbata de 65 m. Na porção nordeste da área de estudo, margem oeste do Braço Oeste do Besnard e flancos do Banco Oeste ocorre de maneira concomitante com o padrão RIP-HAI.
- III) *Banks – High acoustic impedance (Banks – HAI)*:** feições que exibem o mesmo ecocaráter que os trechos classificados como RIP-HAI inseridas em bancos carbonáticos de larga escala. Exibem gradientes topográficos relativamente suaves, mas com rugosidades de pequena escala que causam espalhamento do sinal sísmico e/ou baixa definição dos refletores em subfundo. Ocorrem nos flancos medianos na porção norte do Banco Leste (perfis D03A, D04 e D05), assim como no flanco do Banco Central (perfil D01).
- IV) *Banks – Low acoustic impedance*:** trechos que se encontram inseridos no mesmo contexto morfológico que o tipo de fundo anterior, porém, sendo possível

visualizar refletores mais claramente em subsuperfície (menor grau de impedância acústica). Ocorreram principalmente no topo do Banco Oeste, flancos do Banco Central e do Banco Leste.

A Figura 3c mostra a análise das frequências relativas das 4 classes de fundo de acordo com as profundidades de ocorrência, considerando-se o conjunto de todos os perfis analisados. De maneira geral, as feições classificadas foram observadas em profundidades menores que ~65 m (em regiões marginais fora dos domínios dos vales não preenchidos do Besnard), distribuindo-se principalmente ao longo dos flancos e áreas marginais da DA, organizando-se em faixas preferenciais.

A classe RIP-LAI ocorre preferencialmente acumulada (quartil 1 ao quartil 3) entre 64 e 57 m (valores modais em 63 e 59 m), enquanto o padrão RIP-HAI ocorre entre 55 e 47 m (valores modais em 52 e 49 m). A frequência relativa combinando-se essas duas classes, revela os mesmos valores modais que os individualmente exibidos por RIP-LAI. O padrão de Banks-HAI ocorre principalmente entre 51 e 45 m (valores modais em 51 e 49 m), sobrepondo-se em grande parte com o padrão de distribuição observado para RIP-HAI, enquanto a classe de Banks-LAI concentra-se sobretudo entre 39 e 54 m (modas em 39, 40 e 42 m).

(a)	Acoustic impedance /Abbreviation	Seabed reflector	Internal configuration	Lower boundary	Examples/ Interpreted transgressive features
Roughly irregular / Protruding features (Small and meso-scale)*	High RIP-HAI	Spiky, scattered reflection	Chaotic or poorly defined parallel/ subparallel reflectors	Not displayed or poorly defined irregular/flat reflectors	
	Low RIP-LAI	High amplitude and continuous envelope	Transparent (free) or semi-transparent in the most cases. Parallel or subparallel reflectors in rare cases	High amplitude and continuous reflector (ravinement surface?)	
Banks (Large scale)*	High Banks-HAI	High amplitude, continuous and irregular	Chaotic or rare discontinuous reflector	Not displayed or poorly defined irregular/ flat reflectors	
	Low Bank-LAI	High amplitude continuous and irregular	Parallel or subparallel reflectors to the seabed	High amplitude and continuous reflector (ravinement surface?)	



Bottom	Mode	Q1	Q2	Q3
Red	52	47	51	55
Yellow	63	57	61	64
Grey	59	53	59	63
Purple	49	45	49	51
Blue	39	39	45	54

Figura 3: (a) Sumário com as características das 4 classes geomórficas/acústicas interpretadas ao longo dos perfis sísmicos na DA (b). (c) Frequências relativas acumuladas de acordo com a profundidade para cada tipo de fundo; destaque para os picos modais primários e secundários observados em cada classe (Q1=primeiro quartil; Q2 = mediana; Q3=terceiro quartil). A classe na cor cinza representa a junção das classes vermelha e amarela.

3.2. Plataforma continental externa centro - nordeste do ES

Com exceção do trecho associado ao prodelta do Rio Doce, de maneira geral a configuração atual das isóbatas reflete a posição de antigas linhas de costa e vales incisos fluviais, como previamente apresentado em [Bastos et al. \(2015\)](#). A quebra de plataforma ocorre geralmente entre 60 e 65 m na porção sudeste e aproximadamente aos ~70 m ao largo da planície deltaica do Rio Doce (Figura 4).

Ao sul do Rio Doce, a plataforma externa é marcada pela presença de 5 vales incisos com expressão na morfologia de fundo atual definidos pela isóbata de 55 m. Os talwegues dos paleocanais atingem profundidades que variam entre 65 e 75 m de profundidade. Em áreas mais profundas que 55 m à jusante e nas imediações desses canais observam-se cristas alongadas com relevos relativos de até 5 m paralelas à quebra de plataforma, definindo depressões à retaguarda (perfis D3, D4 e D5 da Figura 4).

A plataforma externa da região nordeste do setor analisado é mais ampla que a da região sudeste, exibindo menores gradientes topográficos entre a isóbata de 60 m e a zona de quebra. Destacam-se nesse setor uma extensa área com altos topográficos, conectados ou não aos terrenos adjacentes, alongados/semi-alongados e dispostos em degraus sob análise em perfil, com relevos relativos de ~5 m, entre 70 e 65 m, 65 e 60 m e entre 60 e 55 m (perfis D1, D2 e S1). Os intervalos de variação das profundidades nesse setor são equivalentes à da porção sudoeste da área analisada (perfis D3, D4 e D5) (Figura 4).

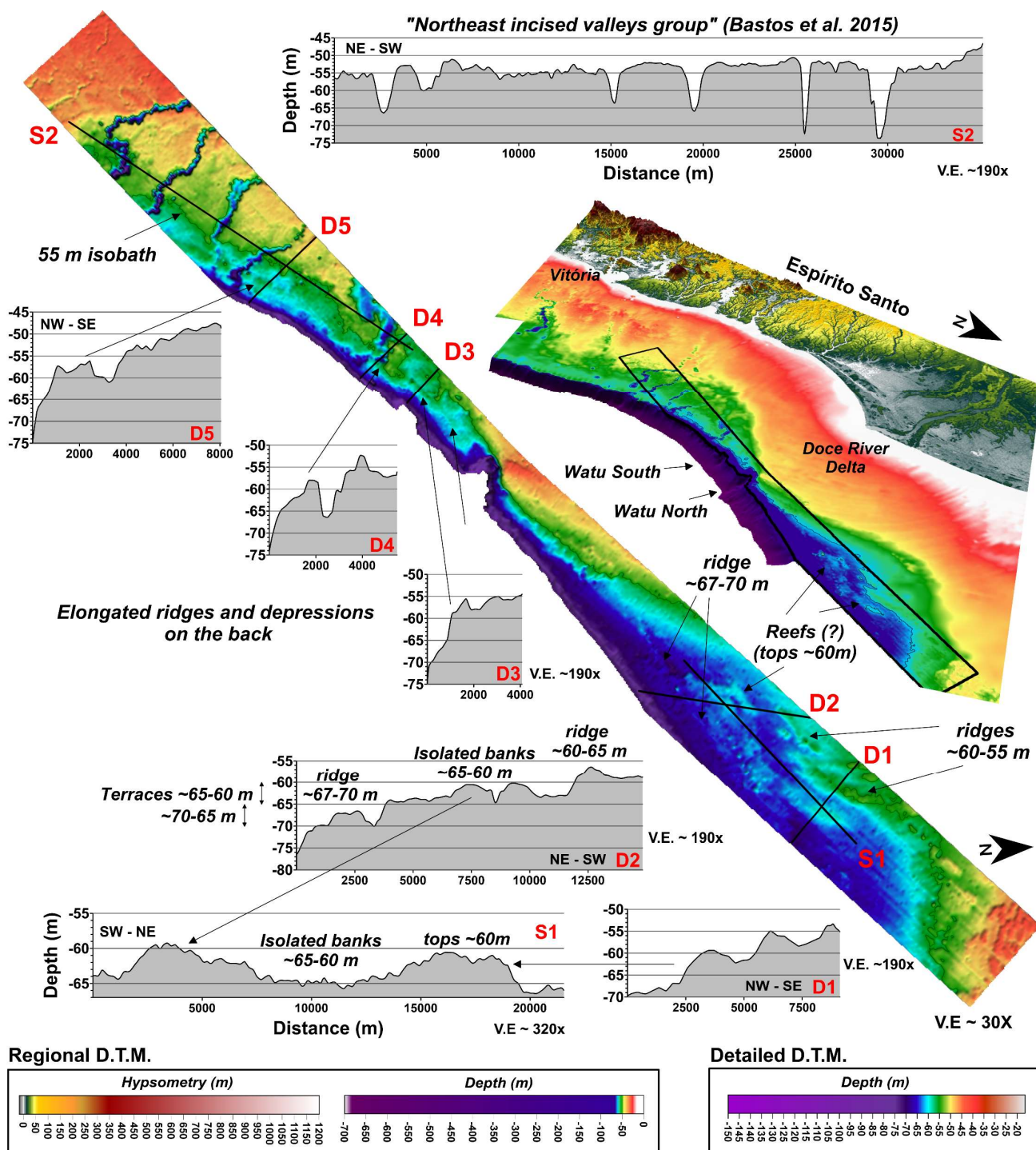


Figura 4: Modelo digital de terreno da plataforma continental externa centro-nordeste do Espírito Santo.

3.3. Recife California

O mapa da Figura 5a apresenta o modelo batimétrico (modificado a partir de dados publicados por [Menandro et al. 2019](#)) de um corredor leste-oeste representante do RC, de aproximadamente 15,6 Km de largura, sendo notável a gradativa modificação morfológica em direção a áreas mais rasas. O mapa da Figura 5b mostra os nós selecionados a partir do grid batimétrico total de acordo com as classes de fundo recifal estabelecidas por aqueles autores. A Figura 5c traz a análise das profundidades associadas a essas classes, revelando assinaturas de frequência de ocorrência distintas entre as mesmas. Perfis morfológicos são apresentados junto com a discussão dos dados (Figura 10c).

Destacam-se na porção leste bancos com flancos bem definidos e topos planos/semiplanos, sobre os quais podem ser observadas feições recifais/de borda em variados graus de proeminência, relacionadas, respectivamente, as classes de fundo “Low Relief Reef Banks” (LRRB) (em verde escuro) e “Edges of LRRB” (em rosa). Essas classes são as que apontam maiores especificidades de ocorrência em relação à faixa de profundidade, apresentando, respectivamente, 50% dos dados entre 29 e 31 m (moda=31 m e mediana=29 m) e 28 e 30 m (moda e mediana=29 m). Na primeira classe 90% dos dados concentram-se entre 26 e 32 m, enquanto que na segunda classe concentram-se entre 25 e 31 m.

O conjunto recifal formado por essas feições é gradativamente substituído na porção central por pináculos recifais em ocorrências espaçadas. Nas porções mais rasas à oeste e noroeste do modelo os pináculos/feições recifais adquirem gradativamente ocorrência massiva, atingindo 4 m de profundidade mínima. Representadas principalmente pela classe de fundo “Pinnacles/Irregular Relief Reef Banks” (IRRB) (em amarelo), essas feições apresentam profundidades distribuídas em uma faixa mais ampla, com 50% dos dados concentrados entre 18 e 25 m de profundidade (moda=22 e mediana=21) e 90% dos dados entre 13 e 28 m.

O mesmo padrão morfométrico que caracteriza os bancos da porção leste, também se relaciona aos bancos encontrados ao redor das áreas associados a pináculos, seja na situação de maior espaçamento entre feições encontrada na região central, ou na situação de ocorrência massiva encontrada na porção centro-oeste. Segundo [Menandro et al. \(2019\)](#) nesse contexto a classe LRRB poderia ser encarada como a transição entre a plataforma dominada por recifes e a plataforma inter-recifal com relevo de baixos gradientes. A classe “Pinnacles/IRRB Artifacts” (em verde claro), associada por aqueles autores a artefatos de interpolação criados nos feriados entre sessões MBES, e encontrada principalmente nos quadrantes oeste-noroeste entre os pináculos (Pinnacles/IRRB), revela uma assinatura de profundidades intermediária entre as demais classes: 50% dos dados concentram-se entre 23 e 27 m (moda=27, mediana=26) e 90% dos dados entre 19 e 29 m.

No geral, as áreas inter-recifais mais rasas chegam aos 31 m, enquanto as maiores profundidades, de até 40 m, são observadas ao longo de um provável paleocanal que atravessa as áreas recifais mais rasas da porção oeste com orientação noroeste-sudeste.

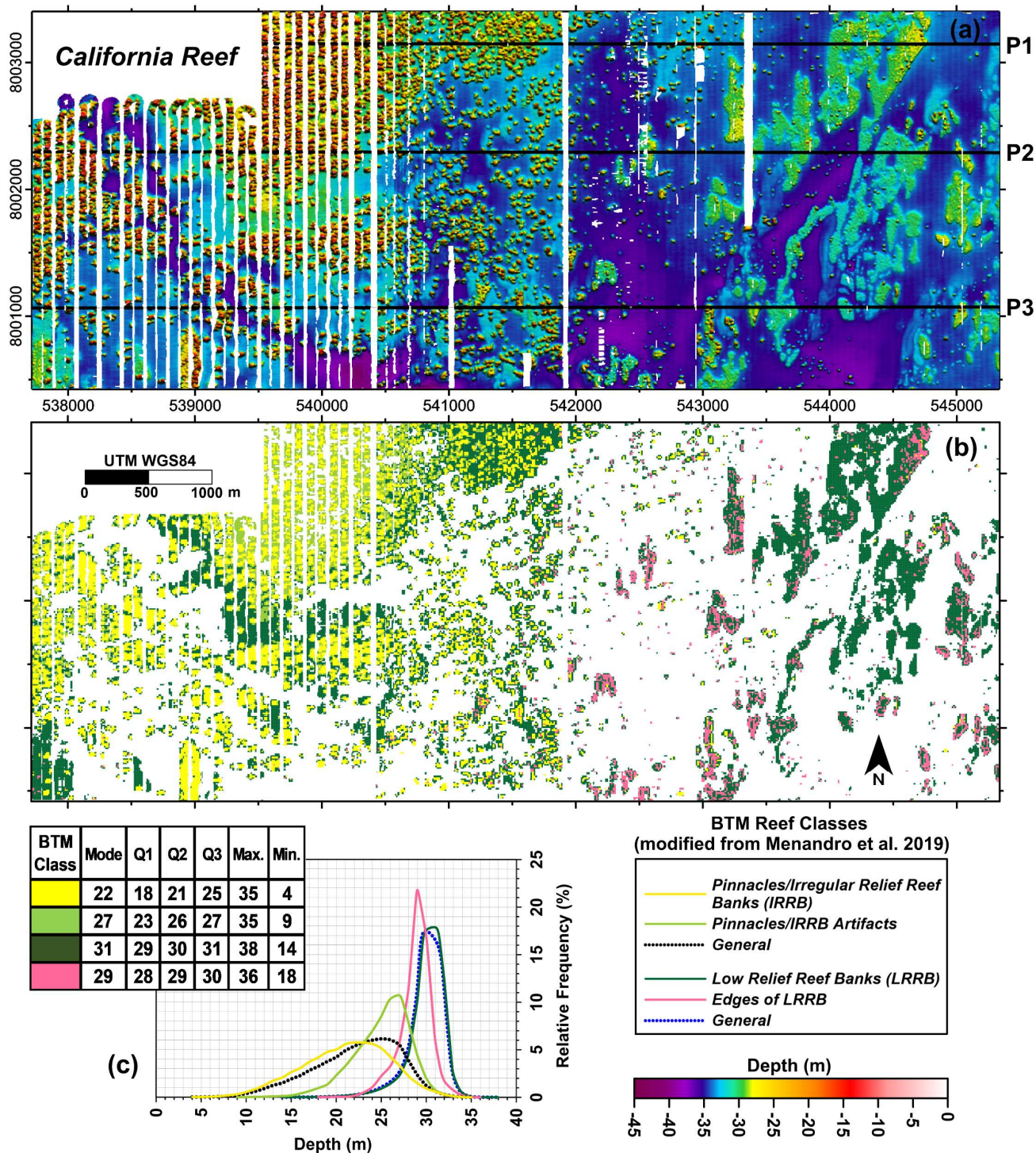


Figura 5: MDT (a) e classes de fundo (BTM) (b) do Recife Califórnia relacionadas a feições recifais (modificado a partir do trabalho original de [Menandro et al. 2019](#)). (c) Frequência de ocorrência das classes de fundo. No mapa batimétrico (a) são representadas a localização dos perfis batimétricos mostrados na Figura 10c da discussão.

4. Discussão

4.1. Estabilidade vertical dos depósitos sedimentares pós-UMG

Em acordo com os dados sísmicos de alta resolução mostrados aqui e por [D'Agostini \(2017\)](#), a evolução tectono-sedimentar profunda da região marginal da Bacia do Espírito Santo (ao largo do norte dos estados do Espírito Santo e sul da Bahia) também não mostra evidências de que o datum vertical dos depósitos sedimentares do pós-UMG possa ter sido afetado significativamente por eventos neotectônicos. Em um perfil sísmico regional NE-SE que atravessa a DA, [Mohriak \(2020\)](#) sugere que a influência compressional dos corpos ígneos tardios do Complexo Vulcânico de Abrolhos estaria limitada ao Neógeno. Além disso no modelo tectono-magmático proposto por [França \(2006\)](#) e [Mohriak et al. \(2008\)](#) é mostrado que a DA se encontra longe da zona de influência do corredor de domos salinos que se estende na direção NE-SE entre a plataforma continental e setores mais profundos da Bacia do ES. O efeito halocinético influenciando a morfologia de fundo do setor S-SE dessa bacia só é notado a partir dos domínios do talude superior, próximo à zona de inflexão entre as plataformas do ES e Abrolhos, como mostrado no modelo morfológico de [Schreiner et al. \(2009\)](#). Dessa maneira, a estabilidade estrutural é assumida nas análises profundidade X idade das feições geomórficas propostas aqui, assim como em trabalhos prévios que usaram proxies de variação eustática do Quaternário na mesma região (ex. [Angulo et al., 2006](#); [Bastos et al., 2016](#); [Dechnik et al., 2019](#)).

4.2. Evidências morfológicas do Younger Dryas e MWP-1B

4.2.1. Depressão de Abrolhos

A Figura 6 contextualiza a distribuição de frequência das classes de feições geomórficas mapeadas na DA em face dos eventos eustáticos, considerando-se o conjunto das curvas de variação do nível do mar propostas por [Blanchon \(2011a, 2011b\)](#), [Lambeck et al. \(2014\)](#),

Abdul et al. (2016), assim como os dados de $\delta^{18}\text{O}$ das camadas de gelo da Groenlândia (testemunho NGRIP, North Greenland Ice Core Project Members et al., 2004) e de modelagem de temperatura de Kindler et al. (2014).

As mais altas frequências da classe geral “RIP” (cor cinza nos gráficos das Figuras 3c e 6a) observadas entre 65 e 55 m de profundidade sugerem uma tendência de formação dessas feições no contexto de desaceleração do nível do mar e de queda das temperaturas no HN durante o YD. Por outro lado, o decréscimo gradual das frequências a partir de ~55 m na direção de profundidades mais rasas, ou a partir de ~11500 anos A.P., quando houve uma transição abrupta entre o final do YD e o início do MWP-1B, poderia indicar uma tendência de afogamento das feições como consequência das altas taxas do processo transgressivo.

A subdivisão das feições “RIP” e “Banks” de acordo com o eco-caráter de baixa (LAI) e alta impedância acústica (HAI), combinadas com as análises dos principais refletores de subfundo, subsidiaram algumas interpretações sobre a evolução e gênese das mesmas em face da sequência de eventos eustáticos. Dessa maneira, para tratar a relação de cada classe acústica/geomórfica com os eventos eustáticos (*stillstand* durante o YD e altas taxas de subida do nível do mar durante o MWP-1B), a discussão relativa ao setor DA foi organizada da seguinte maneira:

Na sessão 4.2.1.1 é discutida a interpretação da classe geral “RIP” (e comportamento similar da classe RIP-LAI) relacionada à formação de feições clásticas costeiras e de água rasa; na sessão 4.2.1.2 é tratado o afogamento dessas feições clásticas com o início do MWP-1B; na sessão 4.2.1.3 é discutido o significado da classe RIP-HAI no contexto de rápida subida do nível do mar durante o MWP-1B, possivelmente associado ao estabelecimento de feições recifais e/ou o recobrimento de feições clásticas antigas pela sedimentação carbonática em uma fase de maior influência marinha na DA; e na sessão 4.2.1.4 é mostrado quais seriam as evidências morfológicas desses eventos eustáticos nas proeminentes feições marginais

da DA através da ocorrência das classes geomórficas relacionadas à bancos (Banks-LAI e Banks-HAI).

4.2.1.1. *Estágio I: Formação de feições clásticas durante o YD*

Vicalvi et al. (1978) e D'Agostini (2017) chamam atenção para um momento de estabilização do nível do mar na atual cota de ~60 m na área de estudo, quando a linha de costa se encontrava posicionada nas margens da DA, de modo a formar uma laguna em comunicação restrita com o mar através dos braços do Canal Besnard, ao passo que os Bancos Central, Oeste e Leste ainda se encontrariam emersos. Os autores, sugerem que o sistema lagunar implantado na DA durante o YD tratava-se de um ambiente transicional de características mixoalinas, raso e hidrodinamicamente calmo, que se constituía em um depocentro onde acumulavam-se os sedimentos terrígenos finos trazidos por uma rede de incisões fluviais que convergiam para essa feição.

A maior frequência de ocorrência do conjunto das classes RIP, quando comparado com as curvas de variação do nível do mar e os conhecidos eventos eustáticos/paleoclimáticos (Figura 6), sugere que esse sistema lagunar foi inicialmente formado durante o YD, evoluindo provavelmente para um sistema estuarino de crescente hidrodinâmica e influência marinha ao longo do período. Nesse contexto, considera-se que as feições definidas pelo padrão RIP (mais frequentes entre ~65-55 m de profundidade), ou ao menos a porção basal dessas, possam tratar-se de feições relíquias de água rasa e/ou de subambientes costeiros emersos, como bancos e cordões arenosos, restingas e/ou até mesmo dunas costeiras associadas às imediações de um delta intralagunar, onde o nível do mar teria permanecido por tempo suficiente estabilizado de modo a favorecer o desenvolvimento dos processos deposicionais clásticos e a construção de tais feições.

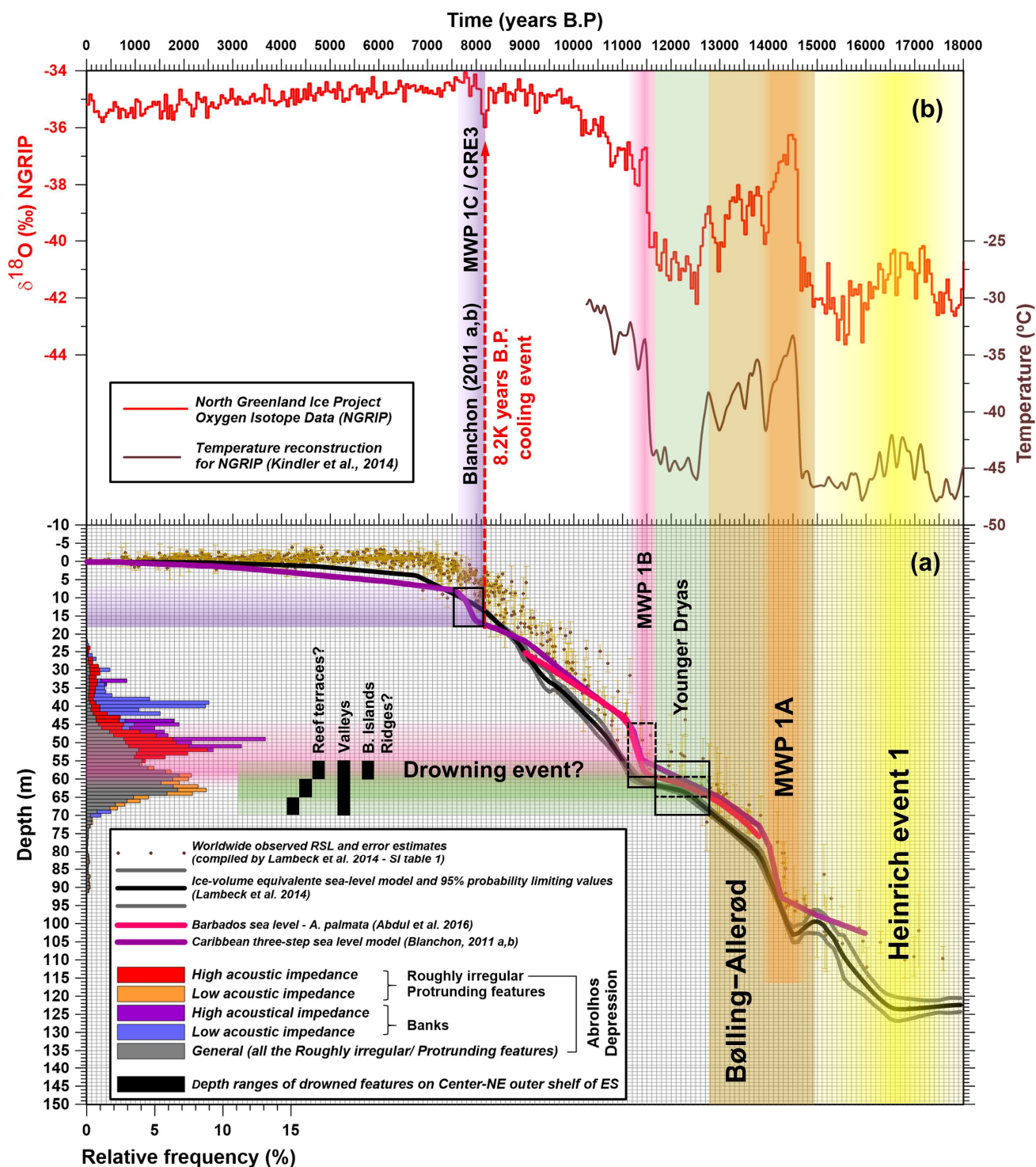


Figura 6: Frequências relativas de ocorrência das classes de fundo do setor DA observadas no contexto das curvas de variação relativa do nível do mar pós UMG propostas por Blanchon, (2011 a,b), Lambeck et al. (2014), e Abdul et al. (2016) (a), e eventos climáticos, visualizados a partir dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ do furo NGRIP (North Greenland Ice Core Project Members, 2004) e modelagem de temperatura de Kindler et al. (2014). (b). Os retângulos em preto representam o range de profundidade das feições afogadas encontradas na plataforma externa do centro-norte do ES.

A origem costeira ou transicional das feições pode ser especialmente conjecturada em áreas que estiveram mais expostas à influência marinha durante o YD, localizadas no âmbito das desembocaduras do Canal Besnard (braços leste e oeste). Como exemplo pode-se citar a grande área definida pela isóbata de 60 m no modelo batimétrico imediatamente à nordeste do Banco Central (Figura 7c) e visualizada em detalhe no perfil DEP07 (Figura 7b''). Este exemplo sugere um relativamente grande desenvolvimento de uma sequência sedimentar depositada acima da discordância subaérea do UMG (refletor em verde) à retaguarda de uma feição semelhante a uma ilha barreira afogada.

Destaca-se também a sequência de 3 cristas alongadas estendendo-se por mais de 10 Km, visualizadas no perfil DEP03 (Figura 7a e 7a') e no detalhe do modelo batimétrico (Figura 7d) no trecho entre os Bancos Central e Oeste, aproximadamente entre 50 e 70 m de profundidade, tratando-se, possivelmente, de bancos arenosos longitudinais, *sand spits* e/ou *sand ribbons* de grandes dimensões estabelecidos sobre a topografia cárstica antecedente, às margens de antigas canalizações fluviais do braço Oeste do Besnard. É provável que esses vales evoluíram no contexto de lenta subida do nível do mar durante o YD para canais estuarinos, sendo em um último momento provavelmente moldados pela ação de correntes de maré nessa zona de estreitamento morfológico, proporcionando-se a formação de tais feições.

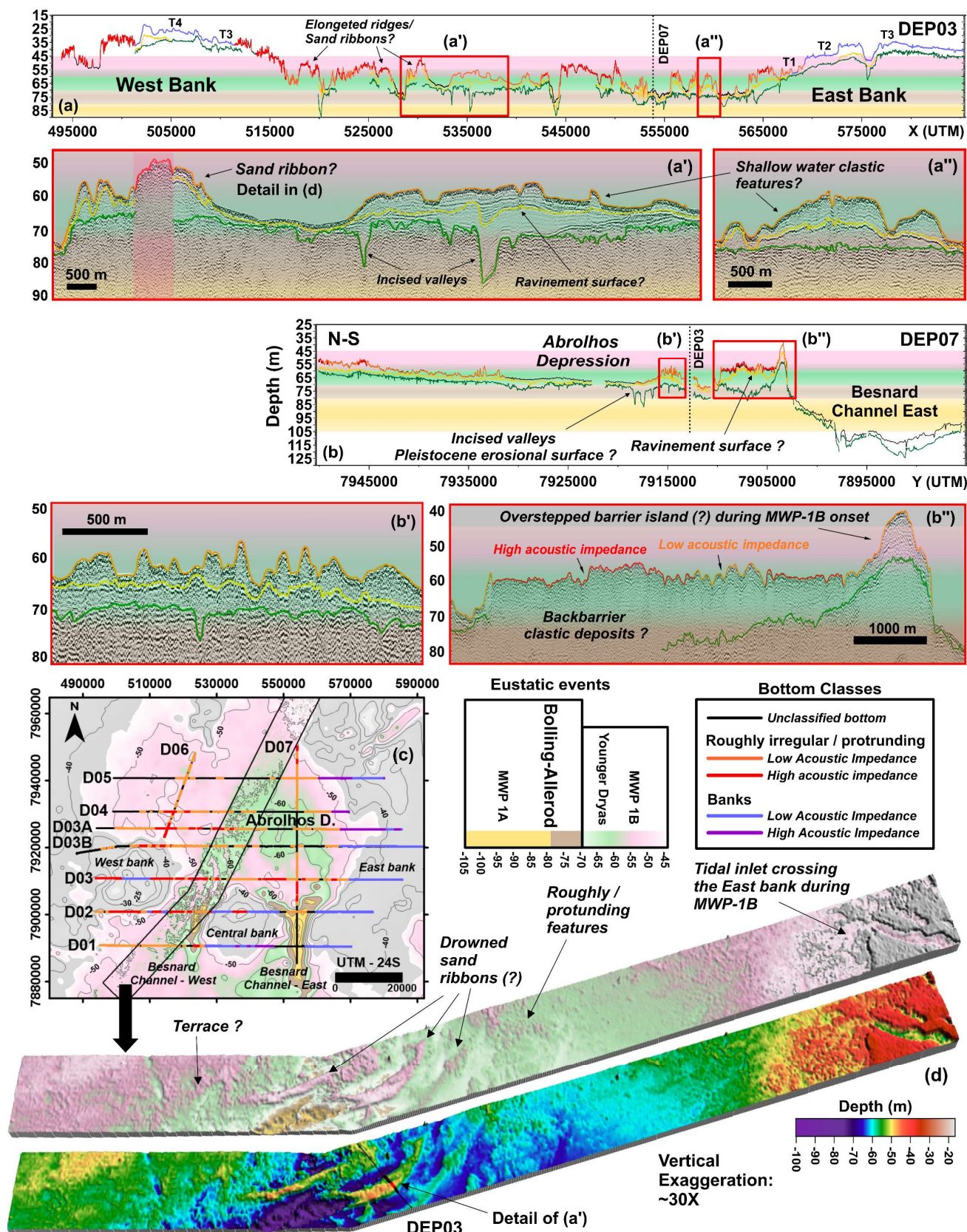


Figura 7: Situação de submersão da DA de acordo com os eventos eustáticos, avaliada a partir da interpretação dos padrões acústicos/geomórficos nos perfis DEP03 (a) e DEP07(b). De (a') à (b'') são mostrados detalhes dos registros sísmicos interpretados. Os modelos batimétricos mostram a estimativa de submersão do terreno no panorama geral (c) e no corredor de maior detalhamento dos dados batimétricos (d), onde podem ser visualizadas possíveis feições costeiras e/ou de águas rasas afogadas.

Outros estudos ao redor do mundo também destacam a presença de feições de natureza costeira em faixas de profundidade semelhantes as aqui encontradas. Ilhas barreiras afogadas foram encontradas por [Storms et al. \(2008\)](#) no noroeste do Mar Adriático entre 60 e 42 m. Grupos de *sand ridges* são descritas por [Wenau et al. \(2020\)](#) ao largo de Moçambique (sudeste da África) aproximadamente entre 65 e 50 m de profundidade, sendo interpretadas como resquícios de complexos de ilhas barreiras, com canais de maré e lagunas à retaguarda. Na África do Sul, [Green et al. \(2014\)](#) interpreta na mesma faixa de profundidade ilhas barreiras/barreiras eólicas preservadas e provavelmente litificadas em subfundo, segmentando antigos complexos lagunares. [Gardner et al. \(2007\)](#) mapeia através de dados MBES longas cristas paralelas a linha de costa na plataforma continental entre os estados da Flórida e Alabama (Golfo do México – EUA) como prováveis ilhas barreiras entre 51 e 59 m de profundidade.

Feições de menor escala (~200 m de largura) especificamente relacionadas à classe geomórfica RIP-LAI (DEP05, DEP04, DEP03A, DEP03B), ocorrendo ao redor da isóbata de ~60 m, por vezes dispostas em sequências de vales e cavas ou em distribuições mais espaçadas (Figuras 7a' e 7b'), tratam-se provavelmente de formas de fundo relíquias e/ou corpos sedimentares retrabalhados resultantes da ação hidrodinâmica em ambientes de água rasa. Apesar de a natureza dessas feições não ser completamente explicada pelos dados disponíveis, perfis sísmicos com morfologias e configurações internas bastante semelhantes as aqui apontadas foram obtidos por [Feldens et al. \(2015\)](#) em campos de dunas subaquosas na plataforma interna do sudoeste do Mar Báltico; assim como por [Hinestrosa et al. \(2014\)](#) na plataforma externa centro sul da Grande Barreira de Corais da Austrália. Na margem oeste do Mar Mediterrâneo, *sand waves* relíquias de *shoreface* são reportadas por [Durán et al. \(2017\)](#) ao largo de Murcia (Espanha) em faixas de profundidades similares às aqui encontradas (58 a 78 m), e por [Albarracin et al. \(2014\)](#) no Golfo de Valência entre 55 e

80 m de profundidade, sugerindo que tenham sido formadas em ambiente raso de 5-10 m de profundidade até o final do YD. A mesma atribuição temporal é proposta por [Rovere et al. \(2019\)](#) para explicar a gênese de *sand ridges* encontradas atualmente na plataforma externa do Golfo de Manfredônia - Itália (Mar Adriático) em faixa similar de profundidade.

O contexto geomorfológico de ocorrência das feições aqui discutidas, sobretudo em porções mais internas da DA, onde as faciologias precursoras são de ambientes lagunares/transicionais ([Vicalvi et al., 1978](#)), é especialmente comparável aos achados de [Edwards et al. \(2003\)](#) que propõem um modelo evolutivo em uma plataforma continental faminta (*starved*) e de sedimentação mista no Centro Oeste da Flórida. Em um primeiro estágio, sobre uma topografia antecedente de natureza carbonática são instalados ambientes lagunares, passando a estuarinos. Em um segundo momento, à medida que o nível do mar sobe as faciologias transitórias são recobertas e dão lugar a depósitos de plataforma interna que são eventualmente retrabalhados formando feições de fundo clásticas como *sand ridges*. Naquele modelo é mostrado o pequeno desenvolvimento dessa sequência transgressiva sobre a superfície de ravinamento, que por vezes se confunde com a própria superfície cárstica, que pode se tornar aflorante ou quase aflorante.

Independente do contexto tectônico, hidrodinâmico e de suprimento sedimentar desses locais ao redor do mundo, é consenso entre os autores que o estabelecimento dessas feições, sejam essas emersas e/ou submersas de água rasa, possa ter sido favorecido pelo cenário de reduzidas taxas de subida ou de estabilização do nível do mar, compatível com a fase final do Allerød e YD, relacionando-se a um período de lenta modificação do espaço de acomodação e da distância em relação as áreas fontes de sedimentos, assim como a um maior tempo de atuação das forças hidrodinâmicas na erosão e deposição de sedimentos.

4.2.1.2. Estágio II: Processo de afogamento e preservação das feições clásticas em função do início do MWP-1B

A queda na frequência de ocorrência da classe geral “RIP” a partir de ~55 m em direção áreas mais rasas (Figuras 3c e 6a) sinalizaria uma tendência de afogamento das feições clásticas costeiras favoravelmente formadas durante o YD. Isso provavelmente ocorreu em função de um abrupto fenômeno de aquecimento no HN logo após o fim do YD (Figura 6), que desencadeou o evento eustático conhecido como MWP-1B, caracterizado por uma taxa de subida do nível do mar de ~40 mm/yr por um período de ~400 anos (Abdul et al. 2016). Esse abrupto aumento do espaço de acomodação é também consistentemente indicado como o mecanismo responsável pelo afogamento e preservação de feições similares ao redor do mundo estabelecidas até o final do YD (Wenau et al. 2020; Green et al. 2014).

No caso de feições costeiras emersas, como ilhas barreira (interpretada no perfil DEP07, Figura 7b”), a preservação ocorreria através do mecanismo de *overstepping* (Sander & Kumar, 1975; Rampino & Sanders, 1980), quando a taxa de subida do nível do mar sobrepuja o tempo de ação necessário para que as feições sejam erodidas pela ravinamento das ondas (Green et al. 2014; Zecchin et al. 2011, 2015; Wenau et al. 2020), o que poderia ser previsível durante o MWP-1B. Este processo tende a ser potencializado em plataformas com menores gradientes topográficos (Zecchin et al. 2011, 2015) e com regime micromarés (Storms et al. 2008), condições compatíveis com a DA. Por outro lado, subidas mais gradativas do nível do mar favorecem um contínuo recuo, havendo tempo suficiente para readaptação da *shoreface* e uma completa obliteração da feição na posição originária (Zecchin et al. 2011, 2015). A ocorrência específica da classe RIP-HAI nas imediações dos canais Bersnard (Figuras 7a e 7b”) poderia indicar segmentos de fundo rígido relacionados a depósitos sedimentares litificados, tais como *beachrocks*; o que nesse caso tenderia a aumentar o potencial de preservação das feições durante o processo de ravinamento

(Hopley, 1986; Kelletat, 2006; Vousdoukas et al. 2007; Green et al. 2014). Em termos gerais, a formação de *beachrocks* ocorre em zonas sub(tropicais) sob regime de micro-maré, onde a fábrica carbonática não necessariamente desacelera em períodos mais frios e durante stillstands (Mauz et al. 2015); situações compatíveis com a AD e o período do YD.

Segundo Albarracin et al. (2014) e Duran et al. (2017), no caso de feições submersas de água rasa, tais como as sugestivas formas de fundo, bancos arenosos e/ou *sand ribbons* aqui descritos nas imediações dos canais Besnard (Figuras 7a', 7a'', 7b' e 7b''), o afogamento ocorreria à medida que a profundidade aumenta, alterando-se a zona de influência do nível de base das ondas e de atuação das correntes longitudinais costeiras. Avaliando modelos de evolução de *sand ridges* diante de cenários de variação do nível do mar, Nnafie et al. (2014) acrescentam que inicialmente, durante rápidas subidas, a altura das feições tende a aumentar e a migração das mesmas tende a cessar. Com o recuo da *shoreface* novas feições são formadas em direção ao continente enquanto as antigas tornam-se cada vez mais inativas, até serem definitivamente afogadas (ou somente remobilizadas durante eventos excepcionais de tempestade). As modelagens dos autores revelam também que o crescimento em altura tende a ser maior e o afogamento mais rápido quanto maior for o gradiente topográfico da plataforma.

4.2.1.3. Estágio III: Formação de feições recifais durante o MWP-1B

A projeção aproximada de alcance do evento MWP-1B sobre os perfis morfológicos e o modelo batimétrico (Figura 7c) sugere que nesse período amplas áreas marginais de menor gradiente topográfico da DA tornaram-se submersas, sendo criados aproximadamente 15 m de espaço de acomodação, entre ~60 e 45 m, em ~400 anos, de acordo com a curva de [Blanchon et al. \(2016\)](#). Estima-se que ao final desse período a paleogeografia da DA encontrava-se alterada drasticamente, passando a exibir maior comunicação com o mar, mas ainda limitada pelos Bancos Oeste, Central e Leste que permaneceriam com as áreas mais rasas emersas. Alguns trechos de melhor resolução dos dados batimétricos sugerem haver nessa fase (ao menos no extremo norte/nordeste da DA) a ampliação da conexão com o oceano através de canalizações extras que atravessariam o Banco Leste (Figura 7d)

Em uma primeira análise essa transformação da paleolaguna em um embaiamento de mais ampla comunicação marinha poderia se mostrar favorável ao recrutamento de recifes biogênicos e desenvolvimento de sedimentação carbonática autóctone. Nesse contexto, o aumento da frequência relativa da classe RIP-HAI em direção a áreas mais rasas que 55 m (50% dos dados concentrando-se entre 55 e 47 m, Figuras 3c e 6a), sobretudo na margem oeste da DA (Figura 7c, perfis DEP04, DEP03A e DEP03B), poderia ser um indício do desenvolvimento recifal no ambiente marinho raso criado no decorrer do MWP-1B. De fato, padrões acústicos similares ao de HIP-HAI são comumente relacionados na literatura à essa natureza de fundo. [Hinestrosa et al. \(2014\)](#), por exemplo, descreve sismofácies definidas por reflexão de fundo difusa (*spiky*) e com padrão interno caótico ou com forte atenuação dos refletores de subfundo como provavelmente associados a barreiras recifais biológicas afogadas na plataforma externa do Centro sul da Grande Barreiras de Corais na Austrália. [Mallinson et al. \(2014\)](#) descreve sismofácies semelhantes (caótica e sem estruturas internas

evidentes) associadas a bancos de alto relevo compostos por biohermas na plataforma oeste da Flórida – EUA.

A disposição do padrão RIP-HAI na porção nordeste do Banco Oeste (exemplo do perfil DEP03A na Figura 8b) sugere que o desenvolvimento dessas feições se deu em diferentes estágios ou patamares em direção a áreas mais rasas, relacionando-se possivelmente à um processo de *backstepping* recifal durante o MWP-1B. Como comumente descrito em outros sistemas transgressivos de plataformas carbonáticas (Blanchon et al. 2011), a formação de terraços recifais pode ocorrer por acreção *catch-up* durante períodos de rápida subida do nível do mar ou por *keep-up* durante períodos de pausa/desaceleração seguidos por abrupta subida do nível do mar (Rovere et al. 2018). Isso favoreceria a preservação das feições, traduzindo-se então no declínio e afogamento (*give-up*) das comunidades responsáveis pela estruturação dos recifes, que pela incapacidade de reajustar-se de maneira mais gradativa à subida do nível do mar teriam que passar a colonizar de maneira relativamente brusca áreas mais rasas (*backstep*) para a formação de um novo terraço.

A ocorrência da classe HIP-HAI de maneira concomitante e intermitente com a classe HIP-LAI, sobretudo em faixas de profundidade distais relacionadas ao YD, poderia ser explicada pelo estabelecimento de fundos de maior granulometria ou mais complexos no envelope sedimentar superior que sepulta as feições clásticas, relacionando-se provavelmente ao processo de colonização biológica desencadeado posteriormente ao afogamento das mesmas em uma situação de maior submersão da plataforma continental (ex. algas calcáreas, Moura et al. 2013), o que tenderia a provocar o restroespalhamento do sinal sísmico.

4.2.1.4. *Paleo-terraços e patamares nas proeminentes áreas marginais*

Banks-HAI e Banks-LAI são as classes geomórficas dominantes nos flancos e topos dos Bancos Oeste, Banco Central e Banco Leste. Essas morfologias marginais de grande vulto mantiveram-se expostas e dissociadas do aporte terrígeno que se concentrou em direção à DA durante o *stillstand* relacionado ao YD, configurando-se como ilhas e promontórios pelo menos até o final do MWP-1B.

Nos flancos dessas feições as geometrias de subfundo (superfície de ravinamento), quando possíveis de serem visualizadas na classe Banks-LAI, assim como o formato geralmente concordante dos depósitos mais recentes superpostos, mostram-se compatíveis com o tipo de regime de subida do nível do mar previsto para aquelas faixas de profundidades.

Na faixa relacionada ao YD, supõe-se um processo cumulativo de solapamento do terreno que, aparentemente, culminaria com a formação de um degrau erosivo (*cliff*) ou inflexão de alto gradiente no perfil topográfico justamente ao redor de ~55 m, configurando-se, portanto, como um marco do fim das baixas taxas de subida do nível do mar relacionado ao período (terraço T1). Essa situação pode ser especialmente visualizada na margem oeste do braço oeste do Canal Besnard (perfil DEP01 e modelo batimétrico da Figura 7d), nos íngremes flancos do Banco Central (perfil DEP02 na Figura 8c'), assim como em trechos de maiores gradientes topográficos do flanco ocidental do Banco Leste (perfil DEP02 na Figura 8c'').

Imediatamente na sequência, esse degrau seria rapidamente submerso e preservado através do mecanismo de *overstepping* (modelo proposto por [Zecchin et al. 2011, 2015](#)) em função de uma rápida criação de espaço de acomodação associada ao MWP-1B, dando lugar no decorrer do processo a morfologias em formato de rampa ou inflexões arredondadas do terreno, o que corroboraria a rápida subida do nível do mar nessa fase. Essas morfologias podem ser visualizadas na configuração dos refletores de subfundo dos

flancos medianos do Banco Central (perfil DEP02 da Figura 8c'), assim como de trechos do flanco ocidental do Banco Leste (perfil DEP05 na Figura 8a' e DEP03A na Figura 8b').

Especificamente na margem nordeste da DA o predomínio do padrão Bank-HAI (50% dos dados concentrando-se entre 51 e 45 m, Figuras 3c e 6a) nos flancos de menor gradiente do Banco Leste, justamente em faixa de profundidade associada ao MWP-1B (perfil DEP03A na Figura 8b' e perfil DEP05 na Figura 8a'), poderia estar relacionado à processos mais vigorosos de remobilização e retrabalhamento da superfície do terreno preexiste durante a fase de rápida submersão, que tenderia a favorecer o acúmulo de depósitos de textura mais grossa (*lag deposits*).

O decréscimo das taxas de subida do nível do mar observado imediatamente após o MWP-1B (Figura 6a) explicaria a gênese de novas inflexões de alto gradiente/degraus ao redor da profundidade de 45 m (terraço T2) (perfis DEP02 na Figura 8c', DEP03A na Figura 8b e DEP05 na Figura 8a'). Com a continuidade do processo transgressivo foram formados ainda nos flancos superiores os terraços T3 e T4 (perfis DEP03A na Figura 8b e DEP03 na Figura 7a).

A ocorrência do padrão RIP-HAI nos terraços do Banco Oeste (perfil DEP03 na Figura 7a) sugere a implementação de fundos mais complexos, possivelmente relacionados a formações recifais em arranjos típicos de *backstepping* no perímetro de toda a feição, algo que efetivamente só poderia ser confirmado em posse de dados tridimensionais dessa feição.

O topo do Banco Oeste (perfil DEP03 da Figura 7a, ~22 m) e do Banco Central, onde o fundo de alta impedância acústica aparentemente configura uma formação recifal (atingindo a profundidade de ~23 m, conforme mostrado no perfil DEP02 da Figura 8c') registraram a última fase de submersão do centro-sul da plataforma de Abrolhos (terraço 4), sendo

possivelmente influenciados por um terceiro pulso de degelo (MWP-1C), que será discutido em maior detalhe no tópico 4.3.

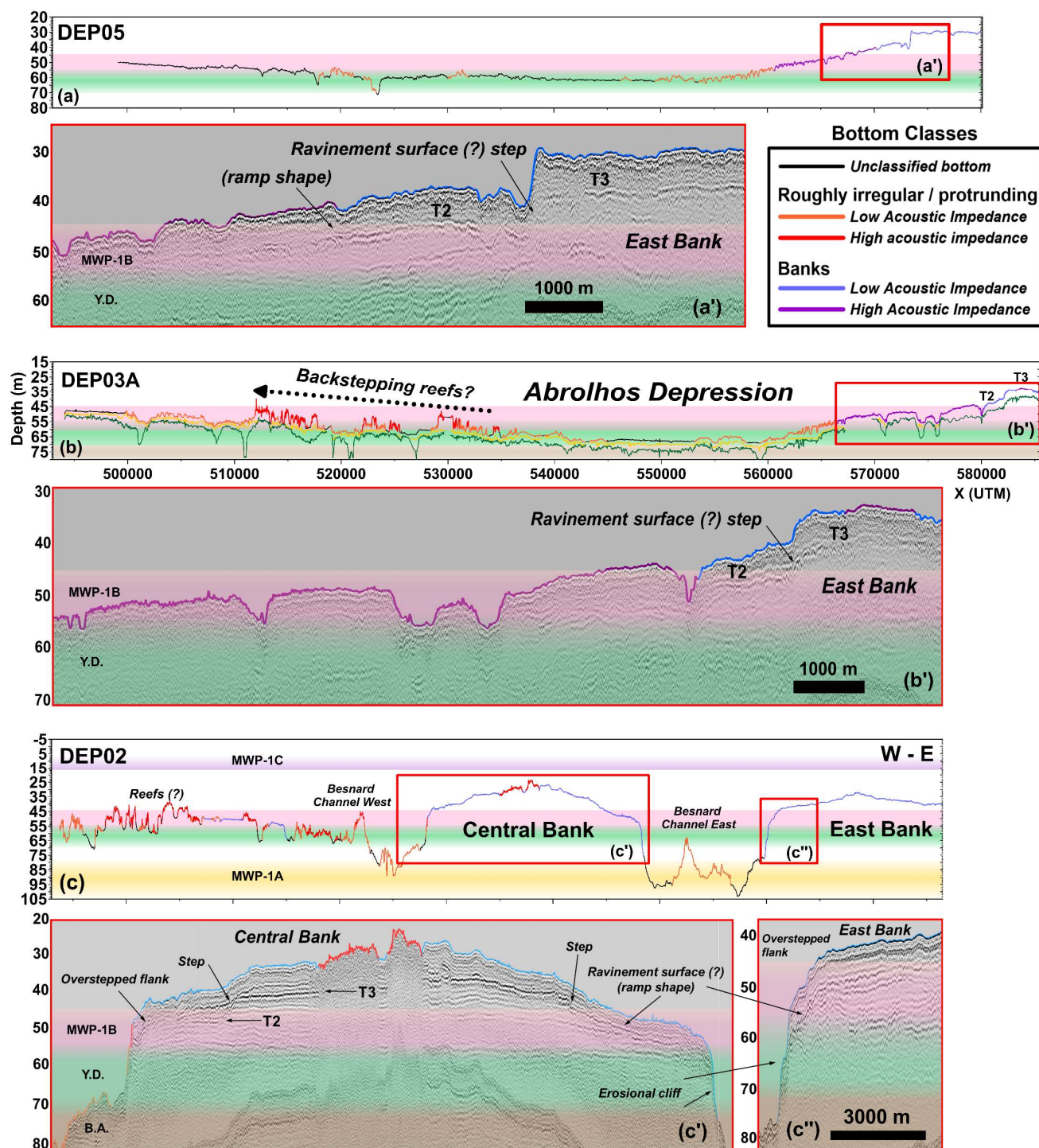


Figura 8: De (a) à (c) registros sísmicos dos proeminentes setores marginais da DA, exemplificando a ocorrência dos padrões geomórficos Banks-LAI e Banks-HAI, assim como o comportamento em subfundo do refletor de subfundo possivelmente relacionado à uma superfície de ravinamento no contexto dos eventos de variabilidade eustática. Especificamente em (b) é visualizado uma possível configuração de *backstepping* recifal na margem noroeste da DA.

4.2.2. *Plataforma externa centro-nordeste do ES*

Na PECNES o intervalo entre as isóbatas de 60 e 55 m define um degrau que provavelmente se relacionaria a uma paleolinha de costa (Cetto, 2009; Bastos et al. 2016), demarcando justamente a transição entre o período YD e o MWP-1B (Figura 9). Ao contrário da DA, que durante o YD configurou-se como um embaiamento ou sistema lagunar semiconfinado, esse setor da plataforma do ES foi completamente submetido ao clima de ondas e circulação oceânica da bacia adjacente.

No setor sudoeste da plataforma externa, ao sul do delta do Rio Doce, as geomorfologias de fundo preservadas sugerem claramente um sistema costeiro transicional entre o oceano aberto e o grupo de paleocanais descritos por Cetto et al. (2009) e Bastos et al. (2015). A extensa feição longilínea com crista entre 60-55 m (perfis D3, D4 e D5 na Figura 9) se relacionaria a segmentos de ilhas barreiras paralelas a quebra de plataforma e à paleolinha de costa, com a formação de lagunas à retaguarda, onde os rios desaguiariam durante o YD. Esse conjunto de feições corresponderia aos sistemas de ilhas barreira relíquias mapeados por Green et al. (2013, 2014) em profundidades similares na plataforma externa da África do Sul, afogada devido ao MWP-1B.

A lenta modificação do nível de base nesse período provavelmente foi o fator condicionante do amadurecimento dos níveis de incisão atingidos plataforma à dentro através do mecanismo de erosão remontante da cabeceira (*knickpoint*, Posamentir, 2001) e do pronunciamento das incisões, que mostram até ~20 m de relevo entre talvegue e margem. Além do próprio contexto de baixos níveis de sedimentação holocênicos atuando no preenchimento dessas feições (avaliados por Silva, 2017 e Bourguignon et al. 2018 através de perfis sísmicos), estima-se que o rápido processo de submersão associado ao MWP-1B, aliado aos baixos gradientes topográficos do terreno, tenham favorecido a boa preservação

dessas feições pleistocênicas na morfologia de fundo atual na plataforma externa/média nessa região.

Em contraste ao observado no setor sudoeste, a evolução geomorfológica do setor nordeste da plataforma externa parece não ter sido diretamente influenciada pela presença de drenagens fluviais durante o *lowstand* do YD, configurando-se provavelmente nesse período como um ambiente marinho marginal raso. De fato, [Silva \(2017\)](#) notando a ausência de incisões fluviais conectadas aos cânions Watu Norte e Sul ([Schreiner et al. 2009](#)) em perfis sísmicos ao largo da atual planície deltaica do Rio Doce, sugere que essa drenagem tenha se direcionado para a plataforma norte durante a última glaciação, dando origem ao sistema turbidítico descrito por [Qin et al. \(2016\)](#) e [Alves et al. \(2009\)](#), na zona de inflexão entre as plataformas do ES e o do Banco dos Abrolhos.

Nesse contexto, o conjunto de feições observadas abaixo da isóbata de 55 m, na forma de cristas alongadas e bancos isolados podem relacionar-se, provavelmente, ao estabelecimento de recifes de franja pleistocênicos, favoravelmente formados em um ambiente marinho raso de baixo gradiente até o final do YD. Essas feições são definidas por degraus morfológicos observados entre ~70-65 m, ~65-60 m e ~60-55 m de profundidade (perfis D1, D2 e S1 na Figura 9). As proeminentes cristas definidas pelos terraços inferiores poderiam ser interpretadas como 2 diferentes fases de retração recifal em uma típica configuração *fore-reef/flat-reef/back-reef* ([Smithers, 2011](#)), em face da gradual, mas lenta elevação do nível do mar durante o YD (perfil D2, Figura 9). Essas fases não podem ser visualizadas a partir da resolução dos dados de variação do nível do mar disponíveis, mas poderiam ser indiretamente explicadas pelas inflexões observadas na série temporal de $\delta^{18}\text{O}$ do testemunho de gelo NGRIP da Groenlândia, que exhibe variações de menor magnitude no âmbito do YD (detalhe gráfico da Figura 9). Por exemplo, a relativamente abrupta queda no conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ de -38,7 à -42,2‰, entre 12800-12500 anos A.P., poderia explicar a

formação do terraço entre ~70-65 m, assim como o suave aumento de -42.2 à -39.7‰, entre 12500-11600 anos A.P., a do terraço entre ~65-60 m. A terceira crista, definida entre ~60-55 m, registraria a abrupta transição para o início do MWP-1B. Essa abordagem concorda com os resultados de [Khanna et al. \(2017\)](#), que mapearam pelo menos 8 bancos de recifes mesofóticos na plataforma externa sul do Texas, compostos originalmente por corais e algas calcáreas, com topos entre ~55-60 m e flancos na forma de terraços evolutivamente correspondentes às variações de alta frequência (decadais e centenárias) observadas entre o início do B-A e o final do YD nos dados NGRIP. Assim como esses autores argumentam, o afogamento final e preservação dessas cristas entre -55-60 m estaria relacionada ao MWP-1B.

Em contraste com o setor nordeste, o processo de submersão do setor sudoeste durante as fases iniciais do YD ocorreu em terrenos de alto gradiente topográfico. A zona de quebra da plataforma nesse setor estaria sujeita a processos erosivos persistentes de solapamento naquele período, assim como descrito no modelo de [Zecchin et al. \(2015\)](#) sobre a criação de falésias em períodos de estabilização do nível do mar; originando dessa maneira os terraços de abração relativamente estreitos observados entre ~70-65 m e ~65-60 m (perfis D3, D4 e D5 na Figura 9).

De uma maneira geral os terraços aqui encontrados entre 65 e 55 m são correlacionáveis àqueles observados em borda de plataforma por [Fauquembergue et al. \(2018\)](#) nas Bahamas (Caribe) e por [Gomes et al. \(2020\)](#) no extremo nordeste do Brasil.

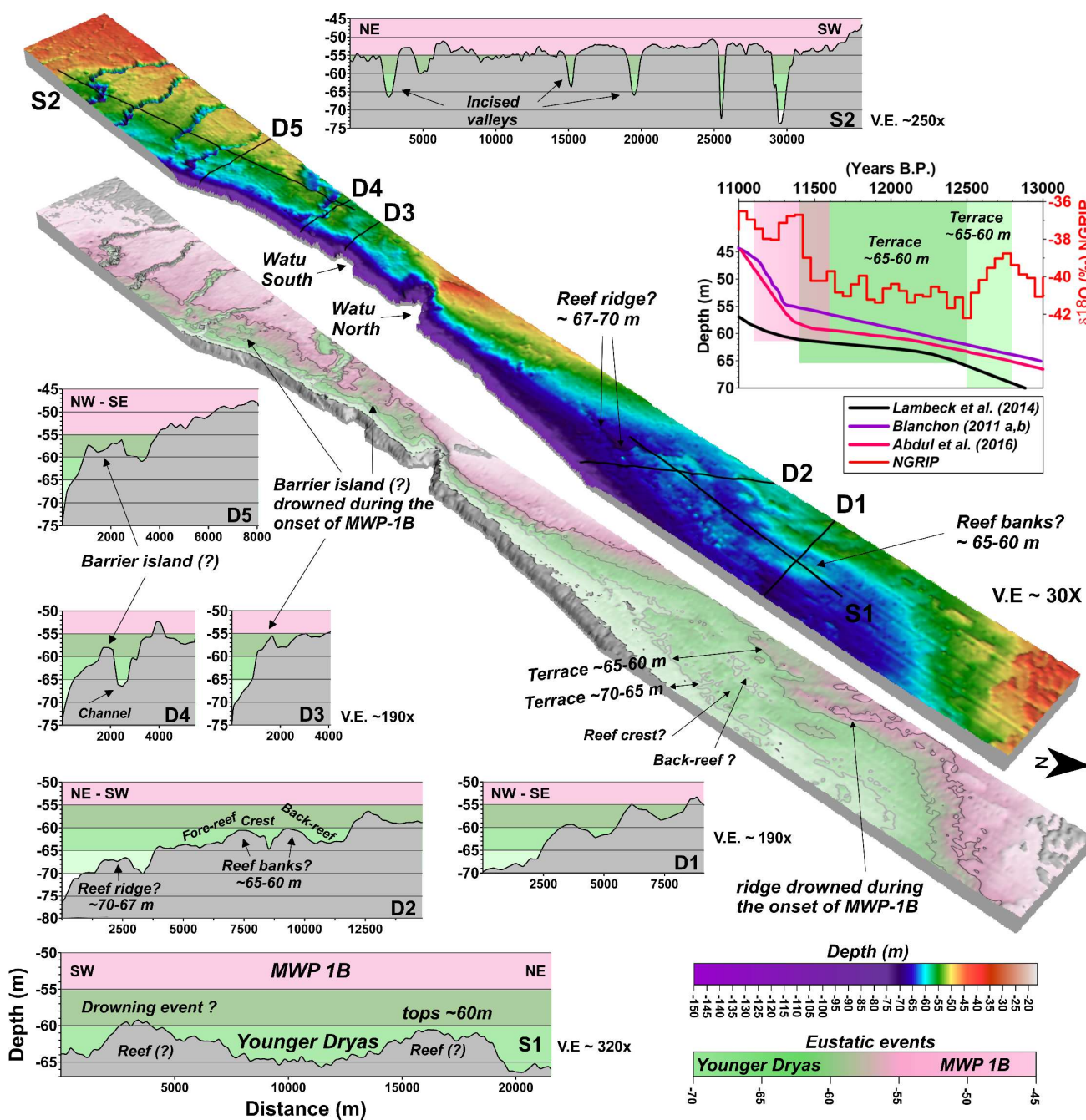


Figura 9: Feições afogadas encontradas na plataforma continental externa do centro-nordeste do Espírito Santo no contexto dos eventos de variabilidade eustática pós UMG, visualizadas a partir do corredor de dados batimétricos de maior detalhe e perfis morfológicos. Destaque para a isóbata de 55 m representando a estimativa do limite superior da transição entre o YD e MWP-1B

4.3. Evidências morfológicas do MWP-1C e *stillstands* pleistocênicos

4.3.1. Recife Califórnia (RC)

4.3.1.1. Pináculos recifais X MWP-1C

A análise dos perfis batimétricos, assim como dos dados de frequência de ocorrência relativa da Classe BTM “Pinnacles/IRRB”, sugerem haver uma diminuição na quantidade de topos recifais que atingem a faixa de profundidade situada entre 15 e 10 m (Figura 5c, 10a e 10c), o que de uma forma geral, parece indicar um decréscimo de acreção do sistema recifal como um todo, que poderia provavelmente retroagir a profundidades maiores (por exemplo, a isóbata de 20 m).

Os indícios geomorfológicos observados na área aqui analisada alinham-se bastante aos achados de [Blanchon & Shaw \(1995\)](#) e [Blanchon \(2011 a,b\)](#) que propõem, a partir de estratigrafia de estruturas coralíneas de *Acropora Palmata* nas Bahamas, um terceiro evento de pulso de degelo nomeado como “MWP1C” ou “CRE 3”, que teria provocado o afogamento de cristas recifais abaixo da isóbata de 15 m e favorecido a implantação dos recifes modernos acima da isóbata de 10 m ([Blanchon & Shaw, 1995](#)). Isso fica bastante claro no caso específico das Ilhas Caimãs, onde [Blanchon et al. \(2002\)](#) mapeou uma crista recifal relíquia com topo aos 19 m de profundidade, com afogamento datado em ~7600 anos A.P. O início da fase de afogamento dos recifes do Caribe aos ~8000 anos A.P. ([Blanchon, 2011 a,b](#)) praticamente coincide com clímax do abrupto e generalizado resfriamento global ocorrido aproximadamente entre 8600 e 8200 anos A.P.

A Figura 10a contextualiza as curvas de variação do nível do mar e a frequências de ocorrência das classes de fundo da área estudada diante dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ do furo NGRIP ([North Greenland Ice Core Project members, 2004](#)), destacando o evento de resfriamento de 8200 Anos A.P.

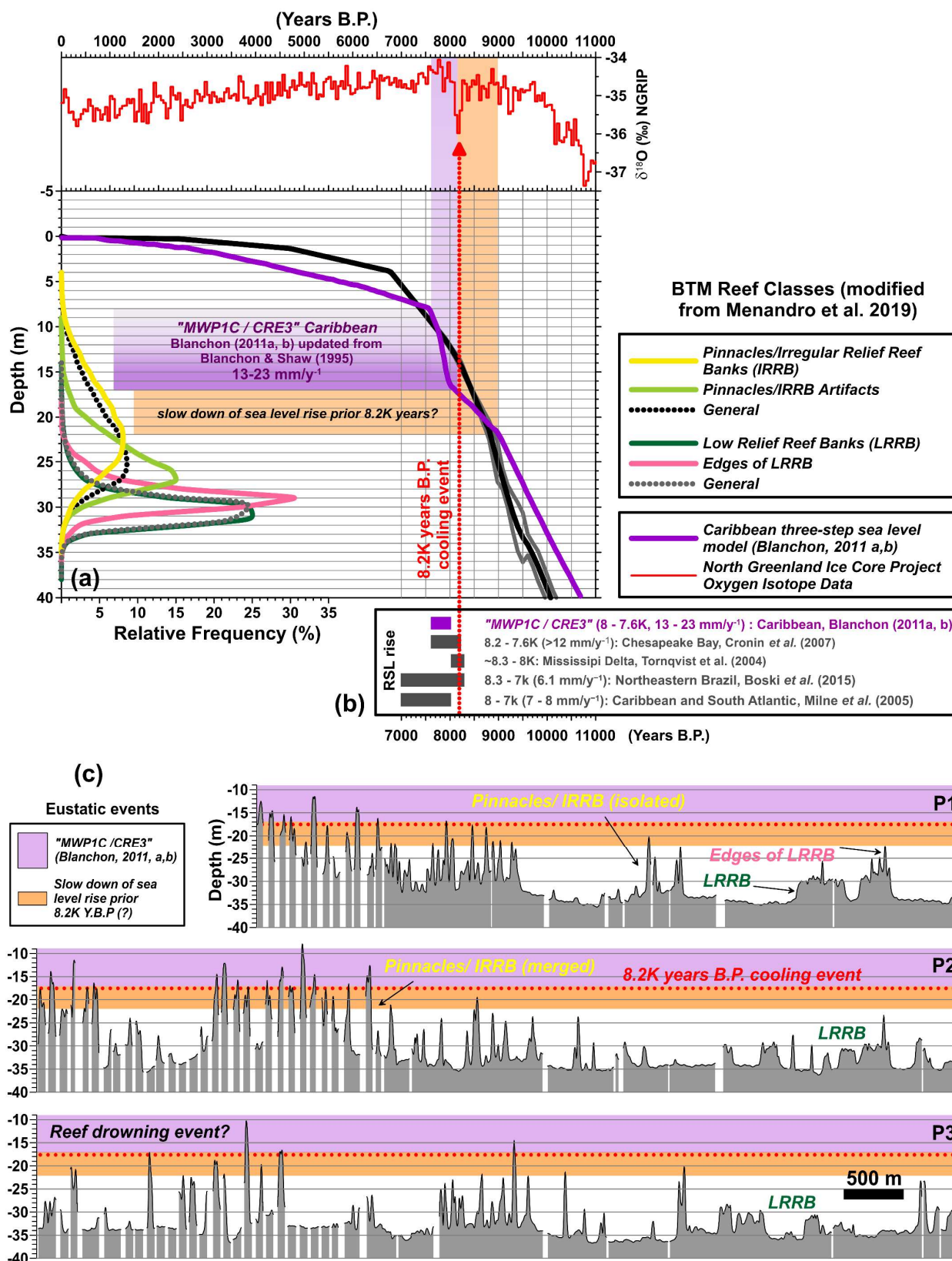


Figura 10: (a) Frequências de ocorrência das classes de fundo relacionadas a formações recifais no setor Recife Califórnia (modificado de Menandro et al, 2019) contextualizadas diante de dados de variação relativa do nível do mar no Holoceno, eventos eustáticos e climáticos. (b) Evidências estratigráficas da literatura que sugerem aceleração eustática associada ao evento 8.2K (c) Perfis batimétricos x eventos eustáticos; localização dos perfis mostrada na Figura 5a.

A situação encontrada por [Blanchon \(2011 a,b\)](#) no Caribe é compatível aos achados de [Banks et al. \(2007 e 2008\)](#) no sul do estado da Flórida (EUA), que sugerem que por volta de 8000 anos A.P. os proeminentes recifes da plataforma externa (aproximadamente entre 15 e 20 m de profundidade) teriam sido afogados, ao passo que ocorria o *backstepping* originando sequencialmente os recifes da plataforma média e interna. O cessar do crescimento recifal aproximadamente nesse período também é verificado por [Harris et al. \(2018\)](#) no Golfo de Carpentária (norte da Austrália) e por [Woodroffe et al. \(2010, 2014\)](#) na Ilha de Lord Howe (extremo sul do Pacífico e à leste da Austrália), não sendo suportado, no entanto, nos dados de [Camoin et al. \(2012\)](#) no Tahiti (Pacífico Sul).

Trabalhos baseados na estratigrafia de estuários, deltas e ambientes marinhos rasos também inferem tendência de rápida subida do nível do mar na transição entre o Holoceno Inferior e o Holoceno médio (Figura 10b). No Atlântico Norte, por exemplo, [Cronin et al. \(2007\)](#) calcula uma taxa de elevação média de ~8-10 mm/ano para o período entre 9500-7500 mil anos A.P. na Baía de Chesapeake (EUA), e especificamente para o período entre 8200-7600 mil anos A.P. uma taxa de pelo menos 12 mm/ano (variação ~6 m) relacionando ao afogamento de *salt marshes*. Brusca modificação em faciologias de *marsh peats* (shift de 1,19 m entre ~8.3 e 8.0 mil anos A.P) são relatadas também por [Tornqvist et al. \(2004\)](#) no Delta do Mississipi (EUA). [Boski et al. \(2015\)](#), um dos raros estudos que se dedica ao assunto na América do Sul, ao analisar a estratigrafia do estuário do Rio Potengi (Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil), caracteriza o intervalo entre 8300 e 7000 anos A.P. como de rápida subida do nível do mar, à uma taxa de pelo menos ~6.1 mm/ano. Apesar de as taxas relacionadas ao evento serem variáveis em função de fatores locais, o trabalho de [Milne et al. \(2005\)](#), que se baseia em modelagem de dados de variação relativa do nível do mar de 8 localidades entre o Caribe e a Patagônia e que elimina componentes não eustáticas, sugere haver uma tendência regional de variação de ~7-8 mm/ano para o período.

Se em áreas mais rasas junto as ilhas do arquipélago de Abrolhos os topos dos pináculos adquirem formatos de crescimento horizontal (cogumelar ou chapeirões) como reflexo da desaceleração de subida do nível do mar experimentada a partir de 7000 anos A.P. (Leão & Ginsburg, 1997; Leão *et al.* 2003; Moura *et al.* 2003; Leão & Kikuchi, 2005), os perfis morfológicos do RC aqui apresentados sugerem uma história de crescimento preponderantemente vertical dos pináculos nos setores mais profundos. Isso foi provavelmente favorecido por uma fase de desaceleração de subida do nível do mar, expressa como um suave degrau que antecede o MWP-1C na curva proposta por Blanchon (2011 a,b) (~9000-8000 anos A.P.); o que seria previsível em um modelo de variação eustática do tipo “*step-wise*” em que episódios de aceleração são precedidos por patamares ou períodos de desaceleração eustática (Harris, 1999).

Moura *et al.* (2013) e Bastos *et al.* (2018) observam que os pináculos encontrados na região submersa tendem, de maneira geral, a perder o formato de cogumelo na porção superior, mostrando superfícies irregulares que remetem à erosão, apresentando cada vez mais o formato colunar em direção a áreas mais profundas, formando edifícios que podem atingir 20 m de altura relativa. Bastos *et al.* (2018) ao analisar a composição biogênica da porção superior de 3 pináculos do RC (profundidades de 4, 15 e 25 m), inferem que tanto as taxas de acreção vertical quanto a horizontal diminuem conforme a profundidade aumenta. Segundo os autores, apesar de a acreção vertical estar em andamento durante o período amostrado (últimos 2000 anos A.P.), são os briozoários (animais heterotróficos filtradores, celobitas, não dependentes da luz para sobrevivência) os principais componentes responsáveis pela acreção recifal (36 a 60%) em crescimentos intercalados com algas calcáreas coralináceas, que são o segundo componente. Os corais e hidrocorais são apenas o terceiro componente.

Essas informações e os dados morfológicos aqui apresentados, à luz dos dados de variação eustática trazidos pela literatura, corroboram a interpretação que de fato os pináculos observados na região submersa do RC tratam-se de feições que já passaram pelo processo afogamento (ou seja, não há mais necessariamente um processo de resposta atual de crescimento controlado pela variação do nível do mar); e que provavelmente isso tenha ocorrido em função do mesmo evento de aceleração de subida do nível do mar apontado por [Blanchon \(2011a, b\)](#) para o Caribe (MWP-1C).

4.3.1.2. Bancos X MIS5/MIS7

Os dados de variação eustática do Atlântico durante o Holoceno disponíveis na literatura aparentemente não explicariam a existência de bancos recifais alongados/semi-alongados, de topos aplainados, concentrados em profundidades ao redor dos 30 m (Q1=29, Q2=30, Q3=31) na porção leste da área estudada (designados pela classe BTM “Low Relief Reef Banks”) (Figura 10c), como sendo associados a algum período de estabilização/desaceleração de subida do nível do mar, seguido por algum evento imediatamente posterior de rápida subida que viria a favorecer a preservação de tais feições. Essas morfologias tratam-se provavelmente de relíquias (*beach rocks* e/ou provavelmente *patch reefs* ou *bank reefs*) herdadas de *stillstands* do último período regressivo do Pleistoceno Superior, provavelmente MIS5a (~85000 anos A.P.) ou MIS5c (~105000 anos A.P.) cujo clímax foi o UMG; ou menos provavelmente associadas ao *stillstand* MIS7C (~215000 anos A.P.), relativo ao penúltimo período regressivo do Pleistoceno (Figura 11, [Grant et al. 2014](#)).

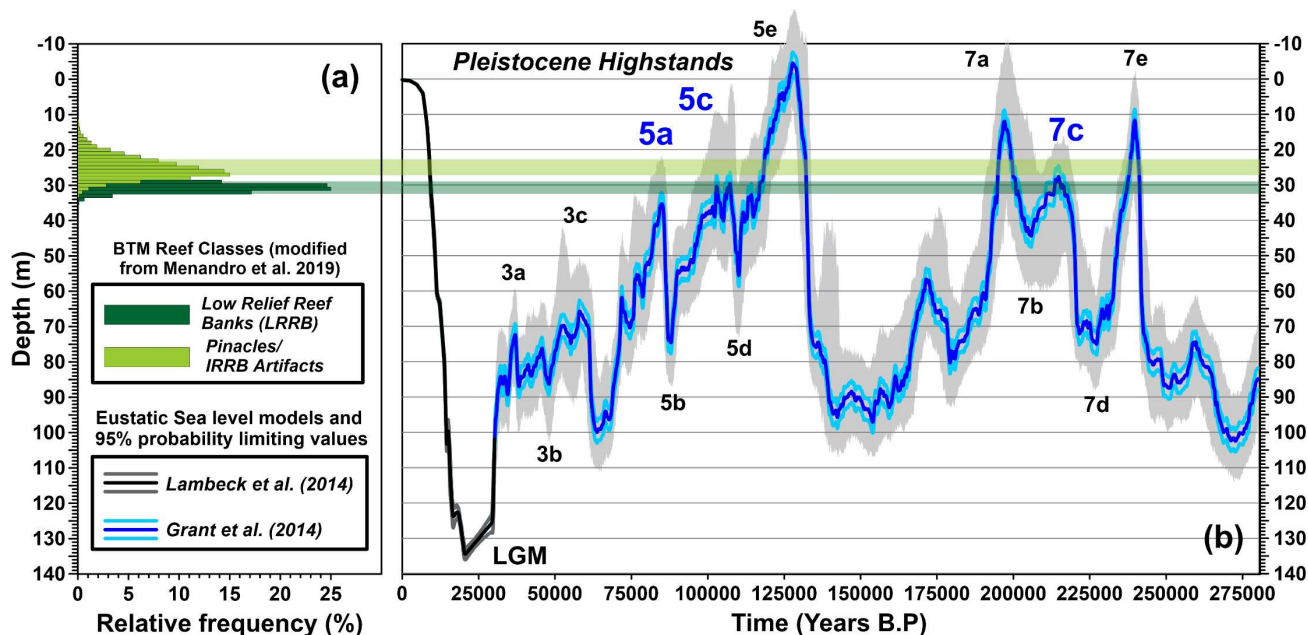


Figura 11: Frequência de ocorrência das feições observadas no Recife Califórnia diante de dados de variação do nível do mar retroativos a 2 ciclos completos de glaciação-deglaciação (MIS 8 à MIS 1).

Associação similar é feita por [Gomes et al. \(2020\)](#) para explicar a provável gênese de degraus e terraços mapeados na plataforma do Rio Grande do Norte (extremo nordeste do Brasil), em faixa de profundidade compatível com a das feições aqui discutidas, tanto no setor norte (33 ± 3 m, com 4 Km de largura e 60 Km de extensão) quanto no setor leste (30 ± 2 m, com 2 Km de largura). Ainda no mesmo estado, [Silva et al. \(2018\)](#) descreve um estreito e íngreme terraço/crista recifal definido pela isóbata de 35 m a noroeste do cânion do Açú.

Curvas hipsométricas com valores modais muito similares à da classe “Low Relief Reef Banks” são apresentadas por [Harris et al. \(2008\)](#), relacionadas a diferentes recifes de topos aplainados encontrados no Golfo de Carpentaria (norte da Austrália), e por [Rovere et al. \(2018\)](#) relacionadas a conspícuos terraços carbonáticos ao largo da Ilha de Malé (Maldivas). Esses autores não descartam a possibilidade de esses terraços recifais terem sido formados durante o MIS7 e o MIS5, e de que acreção carbonática pós-UMG represente apenas camadas relativamente finas sobre superfícies mais antigas. A mesma profundidade (~ 30

m) é verificada por [Banks et al. \(2007\)](#) na inflexão do terraço externo que delimita a base das cristas recifais encontradas no sul da Flórida (EUA). No modelo evolutivo proposto pelos autores o crescimento recifal pós UMG é controlado inicialmente pelas topografias antecedentes de barras arenosas, depositadas durante os *stillstands* do MIS5, e que foram posteriormente expostas e litificadas no decorrer da última grande regressão, formando inicialmente recifes em franja que se tornariam extensas barreiras recifais de borda de plataforma durante o processo de submersão. Assunções semelhantes são estabelecidas por [De Giosa et al. \(2019\)](#) no Mar Adriático (sudeste da Itália) na tentativa de explicar a origem de terraços atualmente encontrados entre 26 e 32 m (MIS5c) e entre 34 e 38 m (MIS5a).

[Moura et al. \(2013\)](#) sugerem que os mesmos bancos mesofóticos de baixo relevo aqui destacados, apesar de geralmente mais baixos (2-3 m de altura), possam ser feições análogas aos bancos recifais emergentes ou quase emergentes de topos planos e margens irregulares, de origem biogênica e submetidas ao controle pelas variações do nível do mar holocênico, encontrados atualmente no arco costeiro de Abrolhos. Pressupondo-os como feições de origem não-biogênica, a analogia poderia ser estabelecida com os recifes alongados desenvolvidos sobre faixas de *beach rocks* encontrados largamente nas regiões costeiras do nordeste e leste do Brasil segundo [Leão et al. \(2003\)](#).

Os mesmos *stillstands* aqui sugeridos poderiam explicar também a origem dos extensos bancos encontrados na porção centro-oeste da área analisada associados às classes BTM “IRRB Artifacts” e “LRRB”, que definem os domínios das áreas inter-recifais com menores gradientes e os flancos externos dessas feições de maior vulto. Durante a última transgressão esses terrenos provavelmente serviram de substrato rígido propício para a instalação inicial dessa grande concentração de pináculos recifais holocênicos em uma situação de plataforma rasa. Isso ficou especialmente evidenciado através da classe BTM

“Edges of LRRB” que define claramente essas feições de crescimento vertical a partir de superfícies planas/semiplanas (topos dos bancos relíquias); o que é também corroborado por [Ferreira \(2017\)](#) através de imagens submarinas por mergulho autônomo, mostrando claramente pequenos pináculos desenvolvidos sobre essa plataforma de topos planos, atualmente recobertos por comunidades bênticas tipicamente mesofóticas. Esses substratos rígidos antecedentes ao Holoceno, forneceram provavelmente condições propícias para fixação e desenvolvimento dos organismos recifais durante o processo de afogamento desses terrenos.

4.4. Morfologias e os eventos eustáticos no contexto regional

O controle exercido pelos eventos de estabilização e aceleração eustática na configuração das geomorfologias dos 3 setores aqui analisados (DA, PECNES e RC) pode ser também reconhecido e extrapolado para o âmbito regional da margem continental leste brasileira. Como exceção podem ser consideradas as áreas sob influência da progradação do prodelta do Rio Doce e as porções proximais da plataforma interna ao largo dos rios São Mateus, Itaúnas, Mucuri, Alcobaça e Caravelas, onde as morfologias relíquias tenderiam a ser descaracterizadas pelo aporte sedimentar holocênico (Figura 12).

O processo erosivo cumulativo ao longo do YD, que forma um degrau morfológico entre as isóbatas de 60-55 m nos flancos dos proeminentes bancos carbonáticos encontrados ao redor da DA, pode ser vislumbrado também para toda a região de transição entre a plataforma média e externa leste de Abrolhos (ao longo de todo o flanco oriental do Banco Leste). O MDT sugere ainda que na região norte-nordeste da plataforma de Abrolhos a transição entre os eventos esteja relacionada a terraços de abrasão esculpidos em zonas de alto gradiente na quebra da plataforma continental, assim como ao largo de Vitória, onde

Boyer (1969) *apud* França (1979) descreve a ocorrência de terraços entre 80 e 50 m na zona de quebra da plataforma continental.

Para os trechos da plataforma externa leste e centro-sul de Abrolhos, que exibem maiores larguras e menores gradientes topográficos, e que foram vagarosamente submersas durante o YD, vislumbra-se situação semelhante à observada para a plataforma externa do ES localizada à nordeste da desembocadura do Rio Doce, onde foram evidenciadas feições sugestivas de formações recifais, estabelecidas possivelmente em condições de mar raso marginal. Em um contexto similar, especula-se também que a conformação semi-plana dos topos dos montes submarinos da porção ocidental da Cadeia Vitória-Trindade (montes Vitória, Montague, Jaseu, Davis e Congress) (Motoki et al. 2012), com profundidades variando entre 55 e 70 m (Gorini et al. 1969), favoreceriam também o crescimento carbonático biogênico durante o período de estabilização do nível do mar no YD. O mapa da Figura 12 exemplifica esse aspecto mostrando a morfologia dos montes submarinos Vitória e Montague, assim como do Banco Besnard.

A extrapolação dos limites de profundidade relacionadas ao MWP-1C no modelo regional permite supor o controle do evento no afogamento de outras áreas recifais da plataforma interna ao largo do sul da Bahia, assim como provavelmente tenha ocorrido no trecho estudado do RC. Isso poderia ser observado ao redor de todo o perímetro do Parcel do Abrolhos, na região mediana situada entre os arcos recifais interno e externo, além de outras áreas mais isoladas situadas na plataforma média ao largo de Caravelas e Prado (Bahia). O mesmo pode ser inferido em relação à uma região conhecida como “Recifes Esquecidos” (Mazzei et al. 2016) situada na plataforma interna ao largo da cidade de São Mateus (norte do Espírito Santo) (Figura 12).

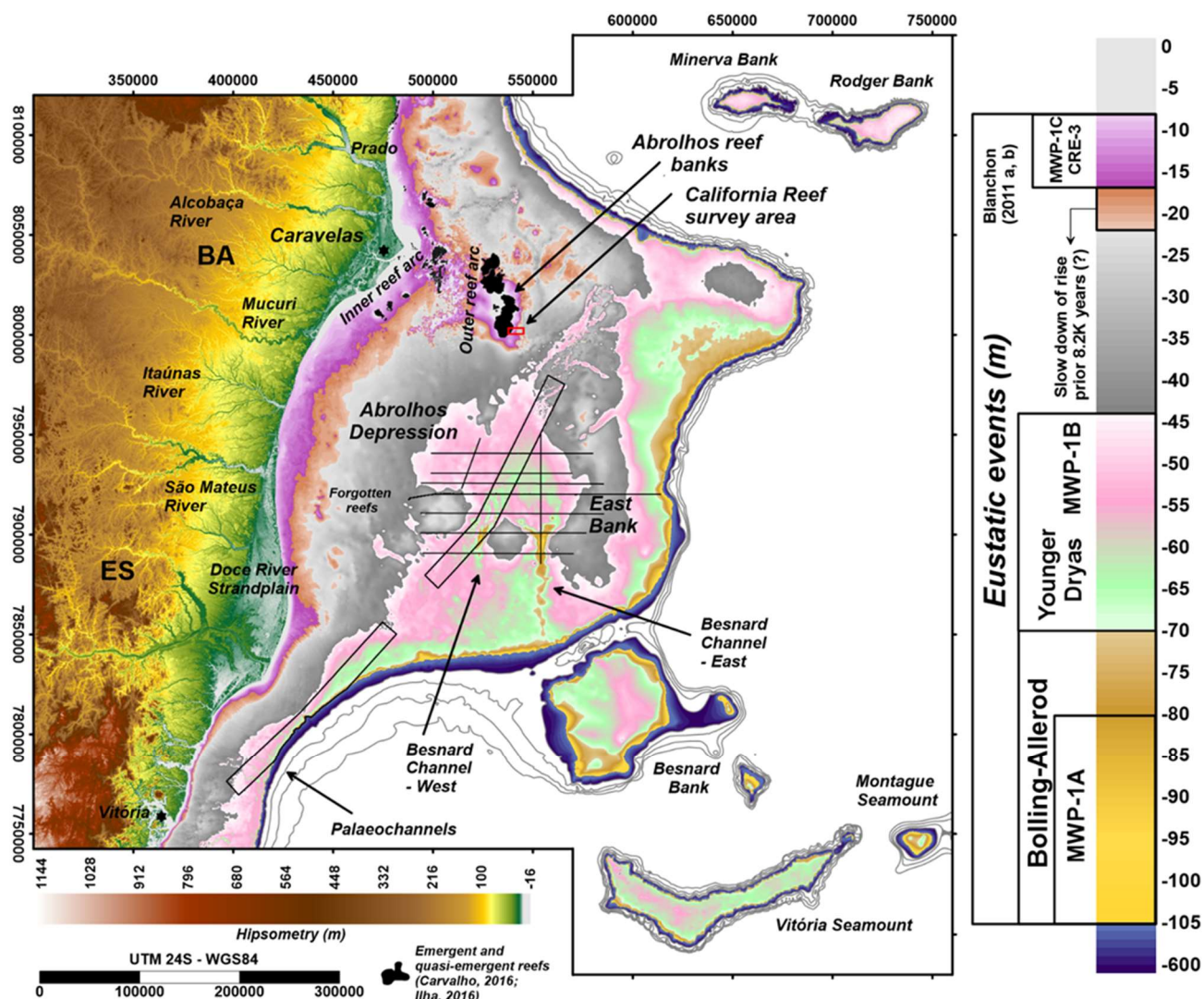


Figura 12: Situação aproximada de submersão da plataforma de Abrolhos e centro-norte do Espírito Santo durante os eventos eustáticos do Pleistoceno superior e Holoceno baseada na morfologia de fundo atual. Desconsiderar o âmbito desses eventos na zona de prodelta do Rio Doce e na plataforma interna ao largo dos rios São Mateus, Itaúnas, Mucuri, Alcobaça e Caravelas.

5. Conclusões

As distribuições das frequências de ocorrência de profundidade de diferentes classes de feições reliquias presentes nos setores aqui analisados (classificadas e interpretadas através de características geofísicas e/ou morfológicas qualitativas), quando comparadas aos dados de variação eustática disponíveis na literatura, permitiram identificar a repercussão dos eventos de variabilidade eustática, desencadeados no HN durante a última deglaciação, influenciando a configuração geomorfológica de um sítio distante (*far field*) localizado na margem continental ocidental do Atlântico Sul. Nos setores DA e PECNES as

evidências encontradas relacionam-se com o YD e o subsequente MWP-1B, enquanto no setor RC relacionam-se com o evento de resfriamento de 8200 anos e o subsequente MWP-1C.

Em contextos de maior proximidade dos aportes fluviais durante o *stillstand* do YD dominariam processos deposicionais na linha de costa, proporcionando o desenvolvimento tanto de feições clásticas emersas, tais como os possíveis complexos de ilhas barreira evidenciadas nas imediações de paleodrenagens na PECNES, quanto de feições clásticas de água rasa/*shoreface* (bancos arenosos, *sand ribbons* ou outras formas de fundo), como as observadas nas imediações das áreas de desembocadura dos canais Bernard, no possível delta intra-lagunar instalado nesse período na DA. Essas feições clásticas que teriam sido estabelecidas durante o YD tendem a ser encontradas preservadas ou com expressão batimétrica na morfologia de fundo atual, justamente devido ao processo de rápido aumento do espaço de acomodação que ocorreu imediatamente após o YD, provavelmente relacionado ao início do pulso de degelo MWP-1B.

Baseando-se nas feições mapeadas na plataforma externa ao norte do Rio Doce é hipotetizado que o *stillstand* do YD favoreceria também o estabelecimento de recifes de franja abaixo da isóbata de 55 m, em um contexto de ambiente marinho raso marginal de baixo gradiente topográfico, em locais não diretamente influenciados por descargas fluviais.

Em áreas da plataforma continental que se mantiveram distantes do aporte terrígeno fluvial, tais como as proeminentes áreas marginais da DA, predominariam processos costeiros erosivos no decorrer do *stillstand* do YD, sendo expressos como um terraço de abrasão desenvolvido desde ~70 m de profundidade, com a formação de uma paleo-falésia na zona proximal. A inflexão no topo desse degrau morfológico, observada geralmente ao redor de 55 m, possivelmente representa a transição entre a fase final do YD e o início do MWP-1B. Ainda no contexto das áreas marginais da DA a inflexão da superfície de ravinamento ao

redor dos 45 m seria indicativo da redução das taxas de elevação do nível do mar imediatamente após o MWP-1B.

Na DA a ocorrência de feições rugosas e protuberantes associadas a trechos de alta impedância acústica do fundo em intervalos de profundidade relacionadas ao MWP-1B (~55-45 m) revelaria o provável estabelecimento de feições recifais, em aparentes arranjos de *backstepping* nos flancos da região marginal leste, em função do processo de aumento da influência marinha desencadeado durante o evento.

O estudo de caso do setor RC mostra evidências que sugerem que o processo de afogamento dos pináculos recifais observado abaixo da profundidade de ~15 m possa ter sido controlado pelo pulso de degelo MWP-1C, desencadeado no HN logo após o evento de resfriamento de ~8200 anos A.P. Os bancos recifais de baixo relevo encontrados ao redor de 30 m de profundidade no setor RC aparentemente não apresentam relação genética com os eventos eustáticos do pós-UMG, tratando-se provavelmente de estruturas herdadas dos *stillstands* do MIS5a ou MIS7c.

É importante salientar que, em adição às análises evolutivas baseadas na abordagem idade X profundidade aqui propostas, seriam necessários dados complementares como de batimetria/*backscatter* MBES e/ou de amostragem direta das feições para compreender de maneira mais consistente o comportamento tridimensional, a idade e a composição das mesmas.

CAPÍTULO II

EVOLUÇÃO SISMOESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA E CRONOLÓGICA DA DEPRESSÃO DE ABROLHOS, (PLATAFORMA CONTINENTAL LESTE BRASILEIRA) NO CONTEXTO DOS EVENTOS EUSTÁTICOS PÓS-ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

1. Introdução

Evidências estratigráficas e morfológicas ao redor do mundo vêm demonstrando o caráter variável das taxas de subida do nível do mar pós-UMG, sendo identificados momentos de maior estabilização alternados à eventos de aceleração eustática, configurando-se um padrão transgressivo em pulsos (Cattaneo & Steel, 2003; Pretorius et al. 2019).

Conhecidos como “pulsos de degelo”, os eventos de aceleração eustática são desencadeados por episódios de desprendimento de calotas polares e/ou descargas de larga escala de água doce nos oceanos (Harrison et al. 2019; Cronin et al. 2012; Carlson & Clark, 2012), coincidindo ou sendo imediatamente precedidos por fenômenos de rearranjo entre oceano e atmosfera (Blanchon et al. 2011 a), sendo traduzidos como inflexões de aumento da temperatura terrestre nos dados de conteúdo de $\delta^{18}\text{O}$ do ar trapeado nas camadas de gelo da Groenlândia (Kindler et al. 2014; Kobashi et al. 2007; Alley, 2000).

A transição entre o Pleistoceno e o Holoceno é marcada pelo Younger Dryas (12900-11700 anos A.P.), um período caracterizado pelo resfriamento e retorno temporário às condições glaciais em altas latitudes do Hemisfério Norte (Alley, 2000), que se refletiu na desaceleração/estabilização do nível do mar global (Carlson & Clark, 2012; Abdul et al. 2016), sendo imediatamente precedido por um período de aquecimento conhecido como Bølling-Allerød. A fase inicial (Bølling), de mais intensa elevação de temperatura, relaciona-se estreitamente ao pulso de degelo de maior magnitude registrado durante a última deglaciação, conhecido como “MWP-1A”, que teria provocado uma subida do nível do mar

de ~20 m, entre ~14600-14300 anos A.P. (Deschamps et al. 2012). Os registros estratigráficos de recifes de coral de Barbados de Abdul et al. (2016) sugerem que entre o Allerød Médio (~13900 anos A.P.) e o final do Younger Dryas (~11700 anos A.P.) as taxas de subida do nível do mar decresceram suavemente de 20 mm/ano para 4 mm/ano, configurando-se como um *stillstand*. A retomada do processo de aquecimento e derretimento de geleiras ao final daquele período teria desencadeado uma subida do nível do mar de 14 ± 2 m, à uma taxa de ~40 mm/ano (11450-11100 anos A.P.). Identificada como o pulso de degelo “MWP-1B”, essa inflexão é consistentemente identificada no histórico de outros trabalhos que também investigaram o afogamento de cristas recifais na região caribenha, citando-se Blanchon & Shaw (1995); Liu & Milliman (2004); Peltier & Fairbanks (2006) e Blanchon (2011 a,b).

No entanto, outras pesquisas com estratigrafia de recifes de coral conduzidos no Pacífico Sul, por Bard et al. (2010, 2016) e Camoin et al. (2012, 2015) no Tahiti, e por Webster et al. (2018) na Grande barreiras de Corais da Austrália, não identificam claramente o MWP-1B, levantando a discussão de que talvez o mesmo se trate apenas de um artefato estratigráfico criado pela instabilidade tectônica na região caribenha. O evento também não é identificado, ou resolvido, nos modelos globais de glacio-isostasia (GIA) de Carlson & Clark (2012) e Lambeck et al (2014).

Em contrapartida, é crescente nos últimos anos a quantidade de estudos que discute o significado evolutivo de feições relíquias costeiras e/ou de água rasa preservadas na geomorfologia de plataformas continentais ao redor de todo mundo, cujos períodos de formação e afogamento são tentativamente relacionados à sequência dos eventos YD e MWP-1B, à partir de simples comparação entre a faixa de profundidade de ocorrência das mesmas (~60 m) e as curvas de variação do nível do mar (Bassetti et al., 2006; Gardner et al., 2007; Storms et al., 2008; Salzmann et al., 2013; Green et al., 2013, 2014; Albarracin et

al., 2014; Durán et al., 2017; Pretorius et al., 2016,2019; De Santis et al., 2020; Wenau et al., 2020; Kirkpatrick et al., 2020).

A relativamente robusta evidência geomorfológica (indireta) desses eventos em paleoambientes clásticos/siliciclásticos ainda não é corroborada na mesma proporção por dados cronoestratigráficos (diretos). Esse tipo de registro ainda é bastante escasso, e quando existente, mostra-se incompleto, geralmente não contemplado em uma única coluna amostral toda a amplitude dos eventos eustáticos que marcam a transição entre o final do Pleistoceno e início do Holoceno. Pretorius et al. (2016) é um dos raros estudos que também apresenta essa evidência através de datações de radiocarbono, provando que de fato o afogamento de depósitos estabelecidos à retaguarda de ilhas barreiras relíquias da plataforma continental da África do Sul se deu em função do MWP-1B.

Guilderson et al (2020) é o único estudo a propor uma curva de variação do nível do mar desde o UMG representativa para o Atlântico Sul, utilizando-se de uma consistente base de dados da plataforma da Argentina, revelando tendências que suportam o MWP-1B tal como observado na região caribenha. Semelhante ao cenário mundial, as raras evidências adicionais do evento nesse setor do Hemisfério Sul são tratadas somente no âmbito de interpretações sismoestratigráficas desprovidas de datações diretas. Nesse contexto, Cooper et. (2016, 2018) e Kirkpatrick et al. (2019) mapearam depósitos costeiros correlacionáveis que teriam sido afogados durante o evento respectivamente nas plataformas continentais do sul do Brasil (Santa Catarina) e na margem Atlântica Africana (Sul da Namíbia). Rangel et al. (2019) também interpreta a influência do evento nos padrões deposicionais da sequência deltaica distal do delta do Rio São Francisco, na plataforma continental de Alagoas, nordeste do Brasil.

Cetto et al. (2021) (Capítulo I) é o mais recente estudo que se utiliza do proxy geomórfico (profundidade X idade) para discutir a influência remota (*far-field*) dos eventos eustáticos desencadeados no Hemisfério Norte na evolução morfo-sedimentar em margens continentais do Atlântico Sul, interpretando que feições erosionais e deposicionais costeiras mapeadas na plataforma continental centro-norte do estado do Espírito Santo (margem leste-sudeste brasileira) teriam sido estabelecidas durante o YD e posteriormente afogadas em decorrência do MWP-1B. O objetivo do presente trabalho é complementar e refinar o que é apresentado por Cetto et al (op. cit.) (Capítulo I), adicionando abordagens detalhadas de sismoestratigrafia, sedimentologia e cronoestratigrafia à investigação da sequência de implantação dos paleoambientes de sedimentação no principal setor estudado pelos autores, a Depressão de Abrolhos (DA), no contexto dos conhecidos eventos de variabilidade eustática e climática do Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior.

2. Metodologia

2.1 Dados sísmicos

2.1.1 Aquisição

Foram adquiridos cerca de 250 Km de dados sísmicos de alta resolução utilizando-se uma fonte acústica Sparker (1000 J) em conjunto com o sistema de aquisição e software da marca Geomarine® (Geo-Spark 1000 Plus) ao longo de 3 perfis transversais leste-oeste espaçados a cada 10 ou 5 Km, que incluem áreas internas e adjacentes da DA (DEP03A, DEP04 e DEP05); assim como 2 perfis longitudinais norte-sul (DEP06 e DEP07) com a finalidade de controle dos refletores sísmicos (Figura 1).

2.1.2 Processamento e interpretação

Os dados sísmicos foram processados no software Geomarine®, constituindo-se na aplicação de filtros de frequência, ganho (AGC e TVG), correção de ondulação (*swell filter*), *bottom track*, eliminação da coluna d'água (*mute*) e equalização dos traços sísmicos. A plotagem das linhas em ambiente SIG, assim como a digitalização de refletores foi realizada utilizando-se o software *Kingdom Suite*. A conversão da informação de tempo duplo (TWT) em profundidade aproximada nos sismogramas considerou 1532 m/s como velocidade de propagação do som, baseando-se na velocidade média obtida a partir de dados de perfilagem do som coletados na área de estudo até a profundidade de 110 m em 09/2015. A interpretação dos dados sísmicos baseou-se nos conceitos clássicos de estratigrafia de seqüências propostos por [Mitchum & Vail \(1977\)](#) e [Vail \(1987\)](#), tendo como prioridade a avaliação do comportamento das principais superfícies refletoras logo abaixo do fundo marinho. Desse modo foi possível prever os locais onde as mesmas estariam em profundidades acessíveis ao método de testemunhagem empregado.

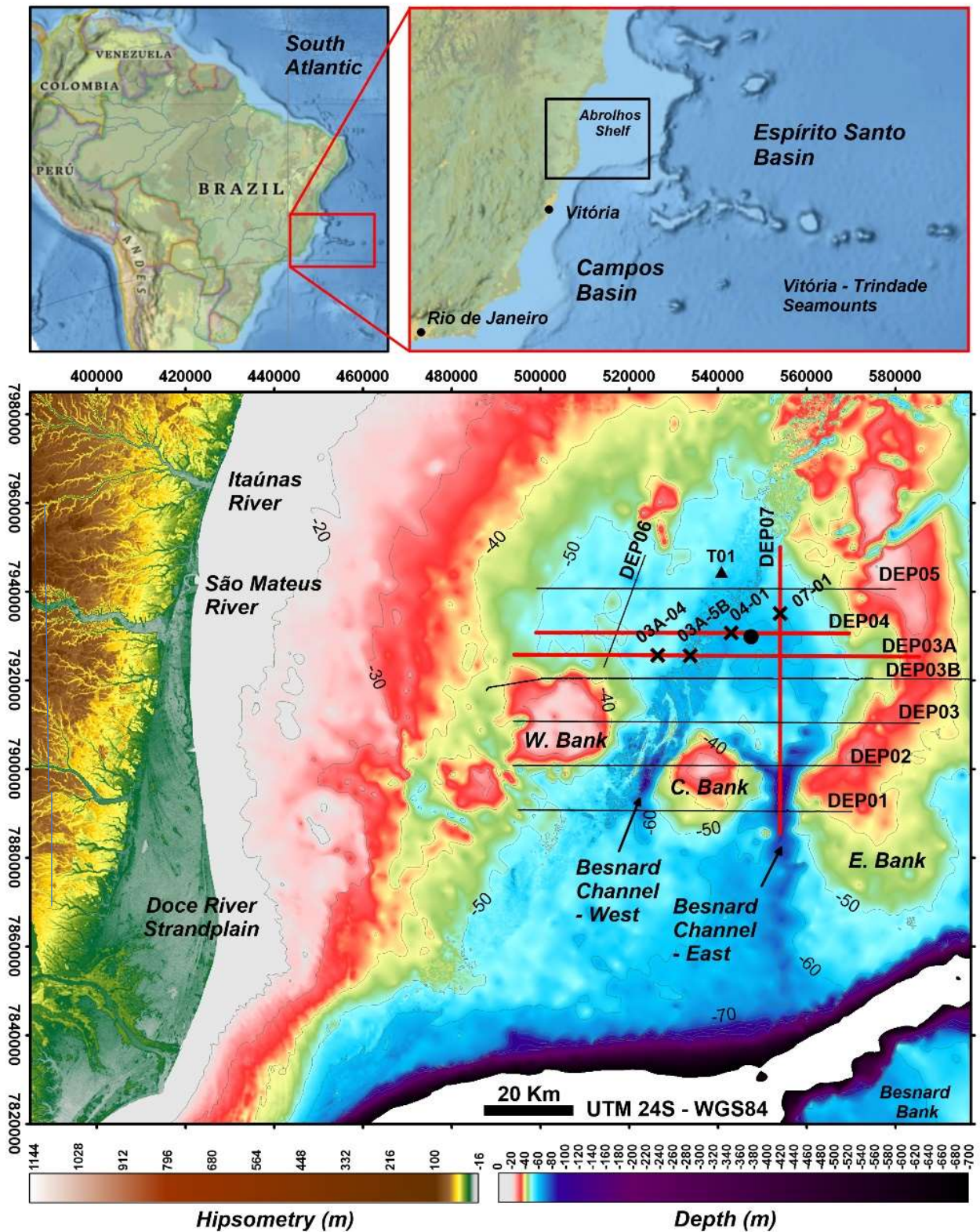


Figura 1: Modelo digital de terreno da plataforma continental extremo norte do Espírito Santo, mostrando a malha de perfis sísmicos apresentados originalmente em [Cetto et al. \(2021\)](#). As cruzes indicam a localização dos 4 testemunhos planejados a partir dos perfis destacados em vermelho (DEP03A, DEP04 e DEP07) que serão abordados nesse trabalho. O triângulo e o círculo em preto, indicam, respectivamente a posição dos testemunhos de [D'Agostini \(2017\)](#) e de [Vicalvi et al. \(1978\)](#).

Os intervalos estratigráficos identificados entre as superfícies refletoras principais (*bounding surfaces*) foram tratados como unidades sísmicas (*seismic units*), denotando sistemas deposicionais geneticamente correlacionáveis (*system tract*) que estariam sujeitos a um mesmo regime sedimentar e de acomodação (Catuneanu, 2009). As geometrias externas e internas das fácies sísmicas constituintes das unidades sísmicas foram classificadas de acordo com Mitchum et al. (1977), sendo considerados também os parâmetros de continuidade, amplitude e frequência intervalar para caracterização das reflexões sísmicas.

2.2 Dados estratigráficos

2.2.1 Testemunhagem

Foram coletados 4 testemunhos nos limites da DA, considerando-se uma distribuição transversal dos pontos entre região marginal e central (Figura 1), em trechos das linhas sísmicas que sugeriam espessura da sequência sedimentar pós-UMG compatível com a máxima recuperação esperada do *piston corer* utilizado (3,30 m de comprimento). À bordo, os tubos de PVC de 75 mm de diâmetro com os sedimentos recuperados foram cortados em parcelas de 1 m de comprimento, sendo devidamente lacrados nas extremidades, identificados e encaminhados para resfriamento.

2.2.2 Análises sedimentológicas

Em laboratório os testemunhos foram abertos longitudinalmente, medidos, fotografados, descritos e fatiados a cada 1 cm, sendo as subamostras congeladas. A caracterização faciológica e textural do sedimento foi realizada em intervalos de 5 cm a partir do sedimento liofilizado, sendo destinadas alíquotas representativas para cada tipo de análise sedimentológica. A classificação granulométrica da fração grossa do sedimento (areia + cascalho) foi obtida através do método de peneiramento a úmido (Tucker, 1988) em intervalos de 0,5 phi. O conteúdo da fração lamosa foi obtido a partir da diferença entre o

peso seco da alíquota total e a somatória dos conteúdos acumulados no conjunto de peneiras. Os diâmetros médios foram obtidos a partir do método de Folk & Ward (1957) com o uso do software *Gradistat* de Blott & Pye (2001), adotando-se a classificação nominal proposta por Wentworth (1922). Texturalmente os sedimentos foram classificados conforme Folk (1954). O conteúdo de carbonato de cálcio foi avaliado separadamente nas frações grossa (cascalho+areia) e fina (lama) das amostras através do método de dissolução com HCl a 10% (Gross, 1971). O teor de matéria orgânica total (MOT) foi obtido para uma alíquota de ~1g da amostra através do método de calcinação do material em mufla a 550°C por 4 horas (Mook e Hostin, 1982).

2.2.3 Datação

21 amostras de diferentes extratos dos testemunhos foram destinadas as análises de datação ^{14}C pelo método de Espectometria de Massa por aceleradores (AMS) realizadas no Laboratório de Estudos Aplicados em Isótopos da Universidade da Geórgia – EUA, compreendendo conchas de moluscos sem sinais de retrabalhamento, fragmentos de madeira e concreções calcáreas.

A calibração das idades de radiocarbono resultantes foi realizada no programa *Calib 8.2* (Stuiver et al. 2021, disponível em <http://calib.org>) sendo reportadas em anos AP (antes de 1950) no intervalo de confiança 2σ , empregando-se a curva *Marine20* (Heaton et al. 2020), para o caso das amostras calcárias, e a curva *SH20* (*South Hemisphere*, Hogg et al. 2020), para o caso das amostras vegetais. Especificamente para as amostras marinhas foi considerado o efeito do reservatório oceânico de acordo com a curva *Marine20*, sendo empregado localmente o $\Delta R = -41 \pm 109$, calculado a partir da média dos 4 pontos mais próximos da área estudada, compreendendo valores reportados por Oliveira et al. (2019),

Alves et al. (2015) e Eastoe (2002). Os mesmos critérios foram adotados para a recalibração de dados pretéritos de datação obtidos por D'Agostini (2017) e Vicalvi et al. (1978).

3. Resultados

3.1 Sismoestratigrafia

3.1.1 Principais refletores/ superfícies limítrofes

No conjunto dos registros sísmicos foram identificadas 4 superfícies refletoras principais abaixo do fundo marinho, denominadas como E0, E1, T e M, do mais profundo para o mais raso (Figura 2 e 3).

E0 e E1 apresentam configurações semelhantes, geralmente com consistente continuidade lateral, alta e contrastante amplitude, e caráter erosivo expresso por morfologias irregulares, incisões fluviais e truncamento lateral de refletores. A visualização dessas superfícies discordantes torna-se um pouco dificultada em trechos de maior impedância acústica dos estratos sobrejacentes.

O refletor T apresenta-se com média a alta amplitude e contínuo lateralmente, exibindo comportamentos diferenciados ao longo dos perfis, com contatos discordantes e moderadamente irregulares ou contatos concordantes e regulares em relação às reflexões subjacentes. Sobretudo nas proeminentes regiões marginais do Banco Leste (a exemplo da porção leste do perfil DEP03A, Figura 2) e no talvegue do Canal Besnard Leste (extremo sul do perfil DEP07, Fig. 3) esse refletor não se encontra individualizado, aparentemente amalgamando-se com a superfície erosiva E1.

O refletor M é observado imediatamente abaixo e paralelo ao refletor do fundo marinho como uma interface de grande continuidade e contraste de impedância acústica em contato sempre concordante em relação às reflexões subjacentes, servindo como um marco consistente de separação entre a unidade sísmicas subjacente e a sobrejacente de diminuta

espessura que encerra a sismo-estratigrafia da área analisada. Devido à escala, o refletor M foi representado somente nas visualizações de maior detalhamento dos dados sísmicos.

3.1.2 Unidades sísmicas e sismo-fácies

O reconhecimento das superfícies refletoras principais permitiu definir, da mais antiga para a mais recente, as unidades sísmicas U0, U1, U2 e U3, dentro das quais são observadas variabilidades laterais que são traduzidas por diferentes sismo-fácies. A Tabela 1 mostra em maior detalhe as características das sismo-fácies encontradas somente nas 3 unidades sísmicas superiores correspondentes aos dados de testemunhagem obtidos. A ocorrência das unidades e sismo-fácies é exemplificada através dos perfis DEP03A (Figura 2) e DEP07 (Figura 3).

3.1.2.1 Unidade sísmica U0

A unidade sísmica 0 (U0) compreende os estratos depositados entre as superfícies discordantes E0 e E1, sendo constituída pelas sismo-fácies F0.1 e F0.2.

A sismo-fácies F0.1 caracteriza-se pela configuração paralela/sub-paralela, podendo variar à caótica lateralmente, a depender do grau de impedância acústica exibida por E1. Em trechos onde o refletor E0 define incisões fluviais (Figura 2) observa-se a sismo-fácies F0.2 que se relaciona ao preenchimento dessas morfologias por refletores paralelos com terminações em *onlap/downlap*, podendo variar à configuração transparente (*free*).

3.1.2.2 Unidade sísmica U1

A unidade sísmica 1 (U1) compreende os estratos depositados invariavelmente entre as superfícies E1 e T, sendo constituída pelas sismo-fácies F1.1, F1.2, F1.3 e F1.4.

Nos trechos onde a superfície discordante E1 define incisões fluviais, sobretudo na porção centro-noroeste da DA, onde se observa a maior concentração dessas feições, U1 relaciona-

se à sismo-fácies de preenchimento de canais F1.1. Caracteriza-se por refletores paralelos, com terminações em *onlap* com relação a superfície E1 e em *toplap* ou concordantes em relação a superfície T, geralmente com acamamentos bastante frequentes identificados por refletores de baixa amplitude (Figura 2). De maneira menos recorrente podem ser identificadas também sismo-fácies transparente (*free*) no preenchimento desses canais. Lateralmente, afastando-se dos talwegues, os contatos em *toplap* dessa sismo-fácies com a superfície T, quando existentes, tendem a ser gradativamente substituídos por contatos concordantes/paralelos.

Entre os vales incisos do setor noroeste, assim como nos depocentros da região centro-sul, diferencia-se a sismo-fácies F1.2, que se configura como a continuidade lateral da porção superior da sismo-fácies F1.1. Caracteriza-se por preenchimentos com refletores paralelos/subparalelos de alta amplitude concordantes ou em *onlap* sobre a superfície irregular de E1 (Figura 2).

Na porção distal ao sul da DA, nas imediações das áreas de desembocadura do Canal Besnard Leste (a exemplo dos trechos centrais dos perfis DEP07 e DEP03A, Figura 2 e 3) observam-se os maiores graus de espessura e proeminência da unidade sísmica 1 (U1), desenvolvendo-se à retaguarda de uma proeminência de cerca de 20 m de altura da superfície E1, diferenciando-se nesse setor como a sismo-fácies F1.3. É identificada por uma configuração de refletores paralelos/subparalelos, de média a baixa amplitude, levemente mergulhantes na direção offshore, variando localmente à configuração caótica em trechos de maior impedância acústica do fundo marinho, onde a visualização de refletores em sub-fundo torna-se prejudicada.

Na região central da DA (trecho central dos perfis DEP04, e trecho norte do perfil DEP07, Figura 3) observa-se que a unidade sísmica U1 diferencia-se como uma quarta sismo-fácies (F1.4) relacionada à configuração interna transparente (*free*), em contato direto com a

superfície discordante E1. Especialmente nos trechos associados à sismo-fácies F1.4 o refletor E1 destaca-se por sua alta amplitude e regularidade.

3.1.2.3 Unidade sísmica U2

A unidade sísmica 2 (U2) encontra-se geralmente limitada na base pela superfície T e no topo pela superfície M, sendo constituída lateralmente pelas sismo-fácies F2.1, F2.2 e F2.3.

A sismo-fácies F2.1 é a de mais ampla distribuição ao redor da DA, encontrando-se associada à depósitos que podem exibir desde formatos externos planos até maiores graus de protuberância, nos quais U2 atinge as maiores espessuras ao longo dos perfis. Caracteriza-se pela configuração interna transparente (*free*), sobretudo nas imediações da região central da DA (a exemplo da porção norte do perfil DEP07), podendo raramente exibir variações com refletores internos paralelos/sub-paralelos de baixa à média amplitude, sobretudo nos setores centro-sul (a exemplo da porção central do perfil DEP07, Figura 3) e flanco inferior do banco oeste (perfil DEP03A, Figura 2).

A sismo-fácies F2.2 correlaciona-se lateralmente à sismo-fácies U2.1, associando-se também a depósitos que adquirem expressão batimétrica positiva, mas exibindo, nesse caso, configuração interna caótica relacionada a alta impedância acústica.

A sismo-fácies F2.3 é encontrada nas regiões marginais da DA associada aos proeminentes bancos carbonáticos de vulto regional (Figura 1 e porção oeste do perfil DEP03A, Figura 2). Especificamente nesses setores essa sismo-fácies é encontrada diretamente sobre a superfície E1 aparentemente em uma situação de amalgamento em relação à superfície T, caracterizando-se por reflexões internas paralelas/subparalelas descontínuas (principalmente no topo dos bancos), e por reflexões internas caóticas associadas a alta impedância acústica dos depósitos (sobretudo nos flancos dos bancos).

3.1.2.4 *Unidade sísmica U3*

A unidade sísmica 3 (U3) corresponde ao relativamente delgado intervalo deposicional situado entre o topo da unidade sísmica 2 (dado pela superfície M) e o refletor referente ao fundo marinho (S), sendo constituída por uma única sismo-fácies (F3).

A unidade sísmica U3 sobrepõe-se às três sismo-fácies constituintes de U2, encerrando a sismo-estratigrafia da DA, sendo encontrada ao longo de toda a extensão dos perfis, configurando-se como um envelope de refletores concordantes e de altas amplitudes, que acompanham a configuração externa da unidade subjacente, seja essa protuberante ou plana.

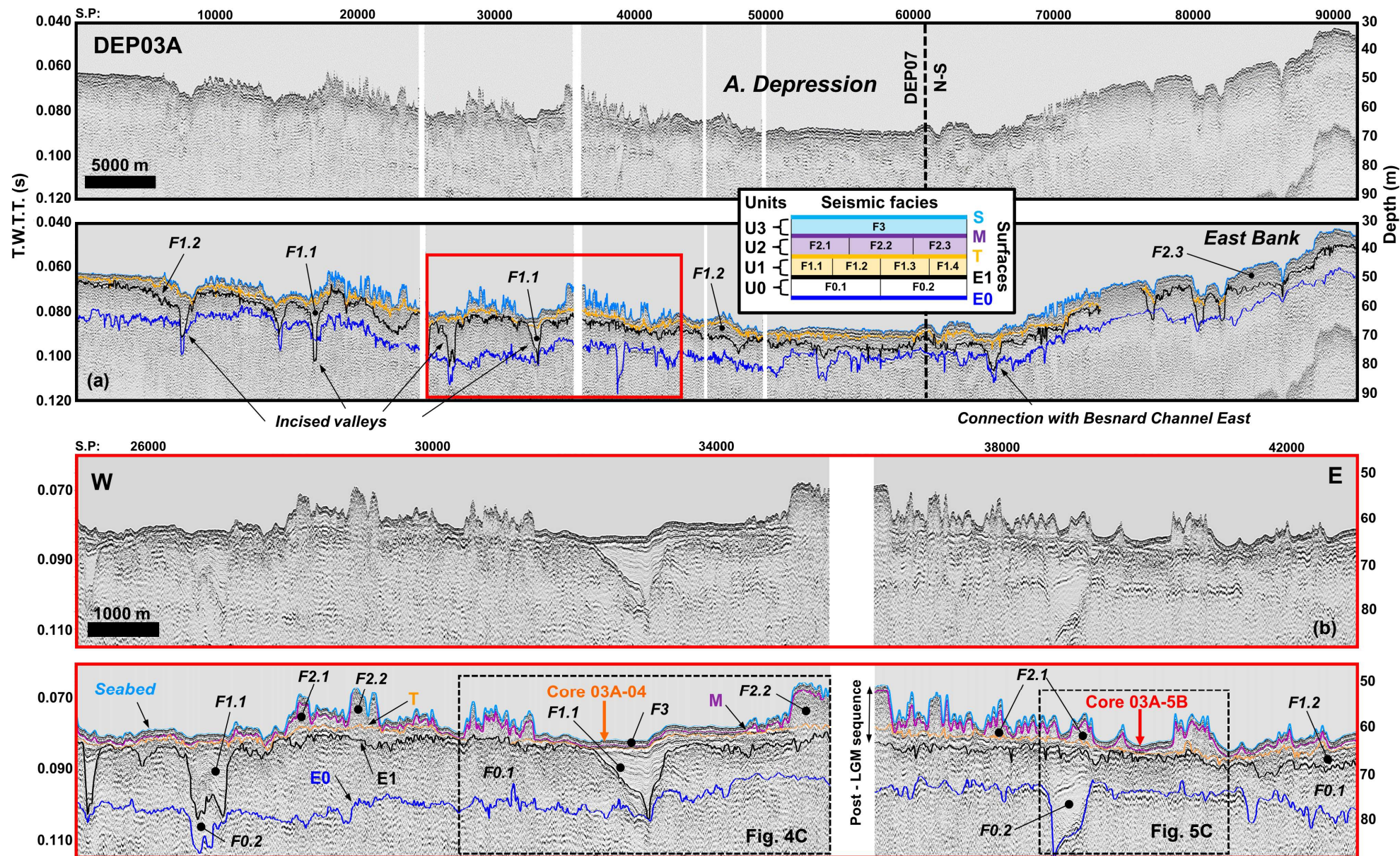


Figura 2: (a) interpretação sísmo-estratigráfica do perfil DEP03A, mostrando as principais superfícies, unidades e fácies sísmicas identificadas; (b) detalhe do perfil mostrando a posição de coleta dos testemunhos 03A-04 e 03A-5B na região marginal oeste da DA.

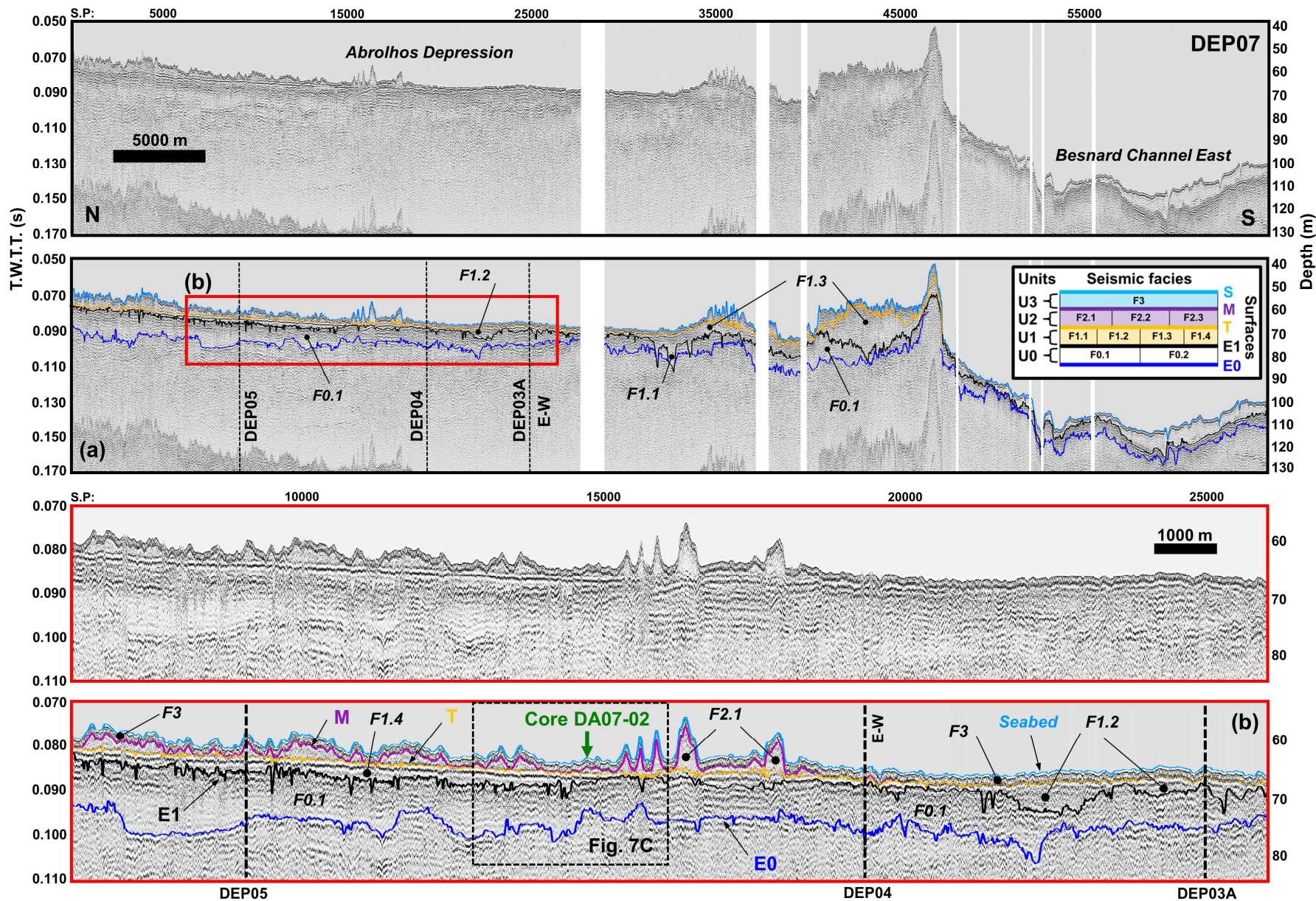
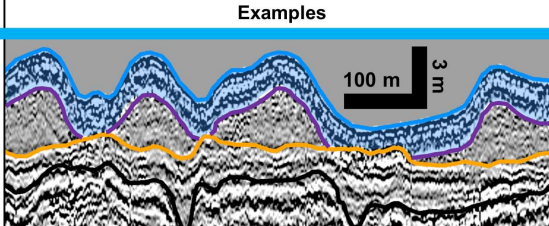
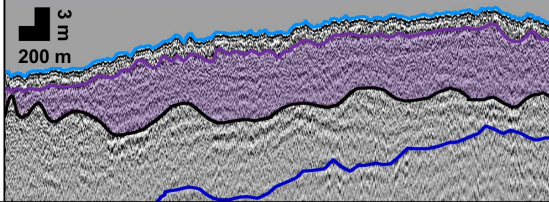
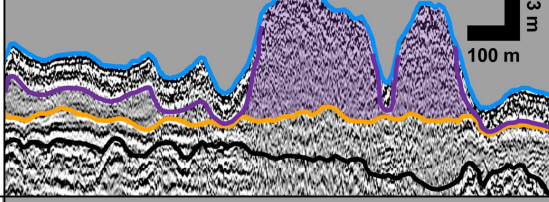
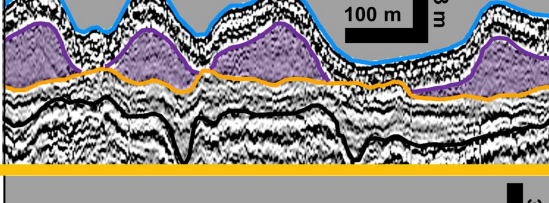
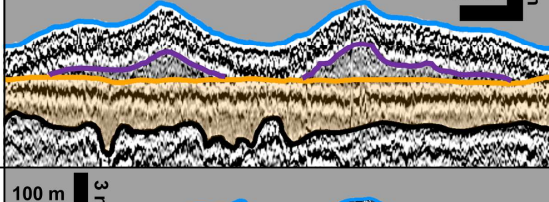
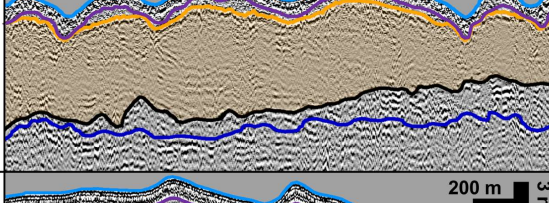
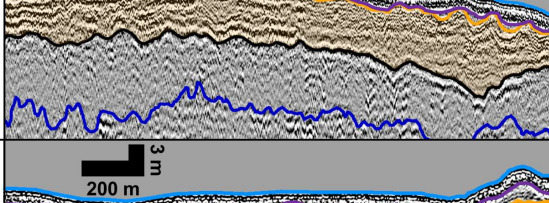


Figura 3: (a) Interpretação sismo-estratigráfica do perfil dip DEP07, mostrando as principais superfícies, unidades e fácies sísmicas identificadas; (b) detalhe do perfil mostra a posição de coleta do testemunho 07-02 no setor norte-nordeste da DA.

Tabela 1: Caracterização das sismo-fácies constituintes das 3 unidades sísmicas identificadas.

	Unit	Facies	Description	Ocurrence	Examples					
S	U3	F3	Thin veneer/sheet immediately below the seabed composed of parallel high amplitude and continuous reflectors concordant to the predecessor morphology. Locally replaced by spiky and scattered reflections of the seabed (F2.2).	Almost the entire length of the seismic profiles.						
					M	U2	F2.3	External geometry of banks, parallel/subparallel internal reflectors of moderate to high amplitude and continuity, changing locally to chaotic. Mostly comprised between E1 and M where T is amalgamated to E1 or not mappable.	Prominent carbonate banks on the eastern margin of AD.	
							F2.2	Mound-shaped external configuration (reef?), chaotic or poorly defined irregular reflectors due to the high acoustic impedance of the seabed reflector, commonly identified by spiky and scattered reflections.	Western and northwestern margin of AD in shallower areas between the incised valleys (F1.1).	
T	U1	F1.4	Sheet filling, especially high amplitude and continuity of T, flat shape of T and transparent (free) internal configuration.	Central-northeast depocenters of AD (central sector of the profiles DEP04 and DEP05 and northern sector of the DEP07).						
					F1.3	Prominent/mound-shaped external configuration; slightly dipping/progradational oblique parallel/subparallel reflectors downlapping E1 and toplapping T, moderate to low amplitude and continuity; changing locally to chaotic due to the high acoustic impedance of seabed.	Distal southern region of the AD between the mouths of Besnard Channels (central sector of the profile DEP07).			
					F1.2	Draped sheet filling, parallel/subparallel continuous and high amplitude reflectors onlapping or concordant to E1. Continuous laterally with the top portion of F1.1.	Central-south depocenters and between the incised valleys of the northwestern sector of AD.			
					F1.1	Channel fill, parallel/subparallel or divergent internal reflectors onlapping E1 (in some cases toplapping T), high frequency and medium to low amplitude. Less frequently associated or merged to a transparent (free) configuration.	Incised valleys on the west and central-northwest sector of AD.			
E1										

3.2 Descrição dos testemunhos: sedimentologia e cronologia

Os resultados das análises texturais, de composição e datação dos 4 testemunhos obtidos são apresentados na Figura 4 (DA03A-4), Figura 5 (DA03A-5B), Figura 6 (DA04-01) e Figura 7 (DA07-02), ordenados de oeste para leste, entre região marginal e central da DA. A Tabela 2, apresenta os detalhes dos resultados de datação das amostras.

O comportamento de estabilidade/variação dos teores totais de CaCO_3 ao longo dos testemunhos permitiu interpretar os limites das faciologias terrígena (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$), mista/transicional (teor de CaCO_3 de $\sim 20-80\%$) e carbonática (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) entre base e topo dos testemunhos, conforme detalhado a seguir:

3.2.1 *Faciologias terrígenas*

O comportamento estável ou pouco variável do teor total de CaCO_3 até o limite de 20% permite identificar de maneira geral o limite superior dos depósitos terrígenos, que ocorrem em profundidades compatíveis com a do refletor T nos locais de coleta.

No testemunho DA03A-04 (Figura 4), coletado no interior de um paleocanal em uma área marginal da DA, a deposição basal terrígena (de $\sim 3,30 - 0,65$ m) pode ser reconhecida em dois segmentos. No inferior (de $\sim 3,30 - 0,95$ m) o teor de CaCO_3 mantém-se $< 2\%$, sendo composto por areias grossas a muito grossas quartzosas lamo-cascalhosas. Os grãos de quartzo apresentam-se angulosos e de aspecto vítreo, sem sinais de retrabalhamento e oxidação. A lama presente (teor $\sim 10\%$) confere a cor cinza claro ao depósito que exibe baixos teores de matéria orgânica ($< 2\%$). A datação de fragmentos de madeira encontrados em 3,30 m, 2,53 m e 0,95 m (extremidade superior desse segmento) resultaram em idades bastante similares, respectivamente de 12929 – 13096, 13155 – 13298 e 13091 – 13168 anos AP (Figura 4 e Tabela 2). No segmento superior dos depósitos terrígenos de DA03-04 ($\sim 0,95 - 0,65$ m) o teor total CaCO_3 atinge $\sim 20\%$, acompanhando a

tendência de elevação do teor de lama siltosa assim como a progressiva substituição do predomínio de areias grossas a muito grossas por areias médias à finas quartzosas na textura geral de areias lamo-cascalhosas.

Nos pontos de coleta dos testemunhos DA03A-5B (Figura 5) e DA04-01 (Figura 6) a recuperação do trato terrígeno foi a máxima possível, sendo limitada pela base por depósitos de material carbonático. Sob análise visual são identificadas como concreções compostas principalmente por fragmentos de algas calcáreas incrustantes e briozoários com indícios de diagênese, sendo encontradas em profundidades compatíveis com a do refletor E1 na área de coleta (2,85 m e 2,63 m abaixo do fundo ou ~67,26 m e ~68 m de profundidade, respectivamente). Nesses níveis foram obtidas, respectivamente, as idades de 47604 - 49726 e 42993 - 44013 anos A.P., próximas ao limite do método de datação por ^{14}C e de calibração pela curva *Marine20* (Tabela 2).

Em DA03A-5B e DA04-01 o depósito terrígeno ocorre nos respectivos intervalos de ~2,85 - 1,05 m e de ~2,45 - 0,95 m. O mesmo também é observado na porção inferior do testemunho DA07-02 (de ~2,88 - 2,15 m, Figura 7), mas nesse caso o limite basal de concreções carbonáticas não chegou a ser recuperado.

Especificamente em DA03A-5B, coletado em uma zona intermediária entre a região marginal noroeste e o centro da DA, diferencia-se nos 40 cm inferiores do depósito terrígeno um intervalo ligeiramente grano crescente de coloração cinza claro, que varia de lama arenosa quartzosa para areia quartzosa lamosa na direção do topo. Esse intervalo é bruscamente substituído acima por texturas de predominância lamosa (lama / lama arenosa / lama arenosa levemente cascalhosa), com granulometria principal concentrada entre argila grossa e silte fino, mantendo-se dessa maneira até o limite superior do estrato terrígeno (~1,05 m). Em DA04-01 e DA07-02, coletados na região do depocentro centro-norte da DA, o trato terrígeno é composto em sua totalidade por essa mesma textura lamosa. Esses

sedimentos apresentam coloração que geralmente varia entre cinza escuro e cinza escuro amarronzado. Essas mudanças de cor devem-se à quantidade de matéria orgânica presente, visivelmente identificável em trechos de maior concentração formando lentes ou de maneira mais esparsa na matriz sedimentar, na forma de partículas e até mesmo fragmentos de madeira >1 cm. A variação da predominante textura lamosa plástica como lama cascalhosa/levemente cascalhosa encontra-se associada à presença de conchas de moluscos bivalves inteiras e/ou fragmentadas (picos no teor de CaCO_3 na fração cascalho + areia). Fragmentos de madeira encontrados em porções basais do mesmo foram datados em 13180 – 13337 anos AP. (DA03A-5B 2,75 m), 12929 – 13100 anos AP. (DA04-01 2,40 m) e 12929 – 13096 anos AP. (DA07-02 2,88 m) (Tabela 2). Em porções medianas e em direção ao topo, amostras de conchas de bivalves e madeira revelaram as idades de 12268 – 12841 e 12129 – 1273 anos A.P. em DA03A-5B (respectivamente em 2,35 e 1,40 m) e 12731 – 12776 anos A.P. em DA04-01 (1,65 m) (Tabela 2).

3.2.2 *Faciologia mista*

A transição entre as faciologias terrígenas e as mistas subjacentes, definidas pelo brusco incremento do teor de CaCO_3 verificado a partir de ~20% é expressa geofisicamente como o contraste de impedância acústica que define o refletor T, relacionado principalmente à diferença de densidade entre esses 2 domínios sedimentológicos.

No testemunho DA03A-04 imediatamente acima do depósito terrígeno areno-quartzoso subjacente são encontrados os sedimentos de natureza mista aproximadamente entre ~0,65 - 0,30 m. Ao longo desse intervalo de ~35 cm observa-se um drástico aumento no conteúdo de CaCO_3 entre ~20-80% na fração total, com a presença marcante de cascalhos de conchas de moluscos bivalves na base do mesmo (especificamente ostras e mexilhões) (trecho hachurado na fotografia da Figura 4b).

Em DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 é observado o mesmo comportamento de inflexão do teor total de CaCO_3 entre ~20-80%, configurando intervalos de deposição mista, respectivamente, entre ~1,05-0,60 m, ~0,95-0,70 m e ~2,15-1,85 m. Nessa camada observa-se a diminuição do predomínio de argilas grossas a siltes finos terrígenos por siltes médios a areias finas na constituição das lamias areno-cascalhosas mistas, com ocorrências no geral esparsas de conchas de moluscos bivalves inteiras e bem preservadas. Associada à zona de inflexão dos teores de CaCO_3 destacam-se picos nos teores de areia muito fina, especialmente notados nos casos de DA03A-5B (~20%) e DA04-01 (~30%).

Junto à porção inferior do depósito misto de DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 diferenciam-se camadas com maior concentração de grânulos bioclásticos, compostos principalmente por fragmentos de conchas de moluscos, com respectivas espessuras de ~17 cm, ~5 cm e 10 cm (faixa hachurada nas fotografias dos testemunhos, Figura 5b, 6b e 7b).

Representativas desse intervalo de sedimentação mista, a datação de conchas de bivalves obtidas em 0,985 m em DA03A-5B e 1,90 m em DA07-02 indicaram, respectivamente, as idades de 10498 – 11171 e 10675 – 11328 anos A.P (Tabela 2).

3.2.3 *Faciologia carbonática*

A transição entre os intervalos de sedimentação mista e carbonática é marcada por considerável queda na taxa de incremento dos teores de CaCO_3 verificada a partir de ~80% em direção ao topo dos testemunhos, sendo esse limite interpretado aqui como equivalente ao refletor M. Considerando-se os teores na fração total, isso é observado em ~0,30 m em DA03A-04, ~0,60 m em DA03A-5B, ~0,70 m em DA04-01 e ~1,85 m em DA07-02.

Ao atingir-se a condição de equilíbrio dos teores totais de CaCO_3 ao redor de ~90-95%, o gradiente de modificação da cor dos sedimentos a partir do cinza estabiliza-se em bege, mantendo-se dessa maneira até a cota correspondente ao fundo marinho. Essa parcela

superior dos depósitos carbonáticos é constituída por lamas cascalhosas e lamas arenocascalhosas bioclásticas em DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02. No caso de DA03A-04 são encontradas areias lamo-cascalhosas bioclásticas. Os cascalhos encontrados nesses depósitos são compostos principalmente por fragmentos e conchas inteiras de moluscos bivalves e gastrópodes, fragmentos de crustáceos, briozoários celarióides e celeporoides, e mais esporadicamente Halimeda. A camada atinge ~25 cm em DA03A-04 e ~35 cm em DA03A-5B e DA04-01. O máximo desenvolvimento da mesma foi verificado em DA07-02, onde atinge a espessura de ~1,70 m.

Em diferentes níveis ao longo das faciologias carbonáticas foram obtidas a partir da datação de conchas de bivalves as idades de 9707 – 10195 (DA03A-04 0,35 m), 10321 – 11067 (DA03A-5B 0,50 m), 8391 – 9006 (DA04-01 0,50 m), 803– 1309 (DA07-02 0,50 m) e 8913 – 9490 anos A.P. (DA07-02 1,30).

Tabela 2: Resultados de datação calibrados das amostras dos testemunhos 03A-5B, 04-01, 03A-04 e 07-02 obtidos nesse trabalho e por D'Agostini (2017) e Vicalvi et al. (1978).

Core	Sample ID (m)	Material	Prof.(m)	Lab. Results		Cal. 2 σ (Y.B.P.)*	Median
				¹⁴ C age (Y.B.P.)	\pm		
03A-04	03A-04_0.35	shell	62.6	9020	30	9293 - 9960	9606
	03A-04_0.95	wood	63.2	11230	30	13091 - 13168	13131
	03A-04_2.53		64.78	11330	30	13115 - 13298	13206
	03A-04_3.30		65.55	11130	30	12929 - 13096	13031
03A-5B	03A-5B_0.50	shell	63.5	9820	30	10321 - 11067	10681
	03A-5B_0.985		63.985	9930	30	10498 - 11171	10841
	03A-5B_1.40		64.4	11090	30	12129 - 12731	12487
	03A-5B_2.35		65.35	11200	30	12286 - 12841	12597
	03A-5B_2.75	wood	65.75	11430	30	13180 - 13337	13270
	03A-5B_2.85	concretion	65.85	46860	390	47604 - 49726	48554
04-01	04-01_0.50	shell	65.5	8300	25	8391 - 9006	8703
	04-01_0.935		65.935	11200	30	12286 - 12841	12597
	04-01_1.65	wood	66.65	10860	30	12731 - 12776	12752
	04-01_2.40		67.4	11140	30	12929 - 13100	13038
	04-01_2.58-2.63	concretion	67.58	41290	220	42993 - 44013	43485
07-02	07-02_0.50	shell	63.5	1640	20	803 - 1309	1074
	07-02_1.30		64.3	8690	25	8913 - 9490	9208
	07-02_1.90		64.9	10090	30	10675 - 11382	11047
	07-02_2.885	wood	65.885	11130	30	12929 - 13096	13031
T1 ⁽¹⁾	T1_0.24	shell	55.2	4540	25	4255 - 4890	4597
	T1_0.96		55.9	8900	30	9123 - 9778	9450
	T1_1.74		56.7	9020	30	9293 - 9960	9606
	T1_2.16	foram	57.1	9160	30	9484 - 10127	9782
	T1_2.40	shell	57.4	9610	30	10077 - 10738	10385
	T1_2.44		57.4	10760	40	11659 - 12453	12048
	T1_3.46	wood	58.4	10850	30	12732 - 12769	12749
T4160 ⁽²⁾	0.95	shell	62.2	10620	300	10974 - 12670	11813

*Curve SH20 for wood samples and Marine20 for carbonate samples ($\Delta R = -41 \pm 109$)
(1) from D'agostini (2017)
(2) from Vicalvi et al. (1978)

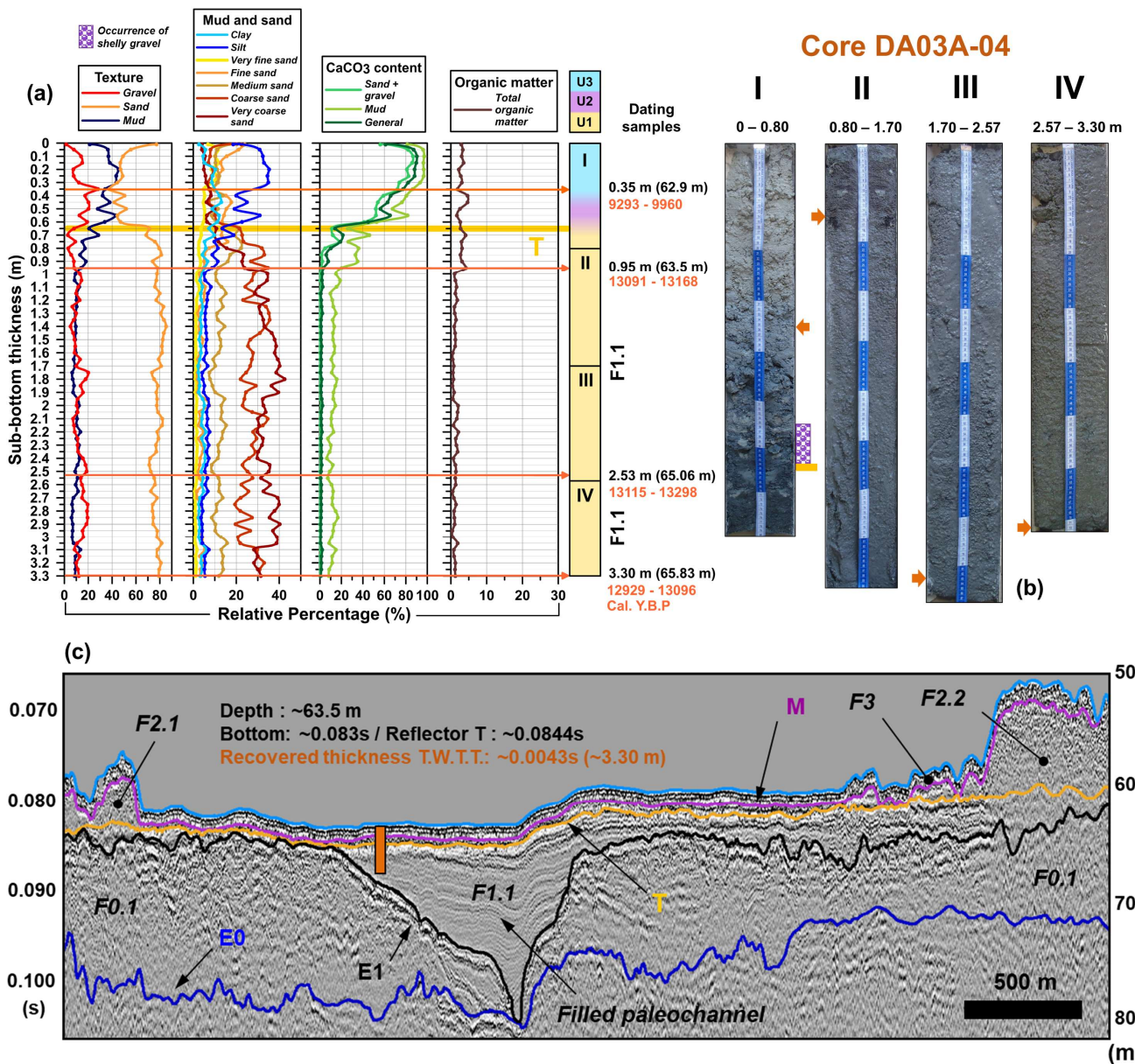


Figura 4: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA03A-04; (b) fotografias das parcelas do testemunho, com a indicação dos níveis em que foram coletadas as amostras de datação e identificação da posição aproximada da interface referente ao refletor T (em amarelo), sobre a qual é observada a ocorrência de cascalhos de conchas (trecho hachurado); (c) detalhe do perfil sísmico DEP03 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica.

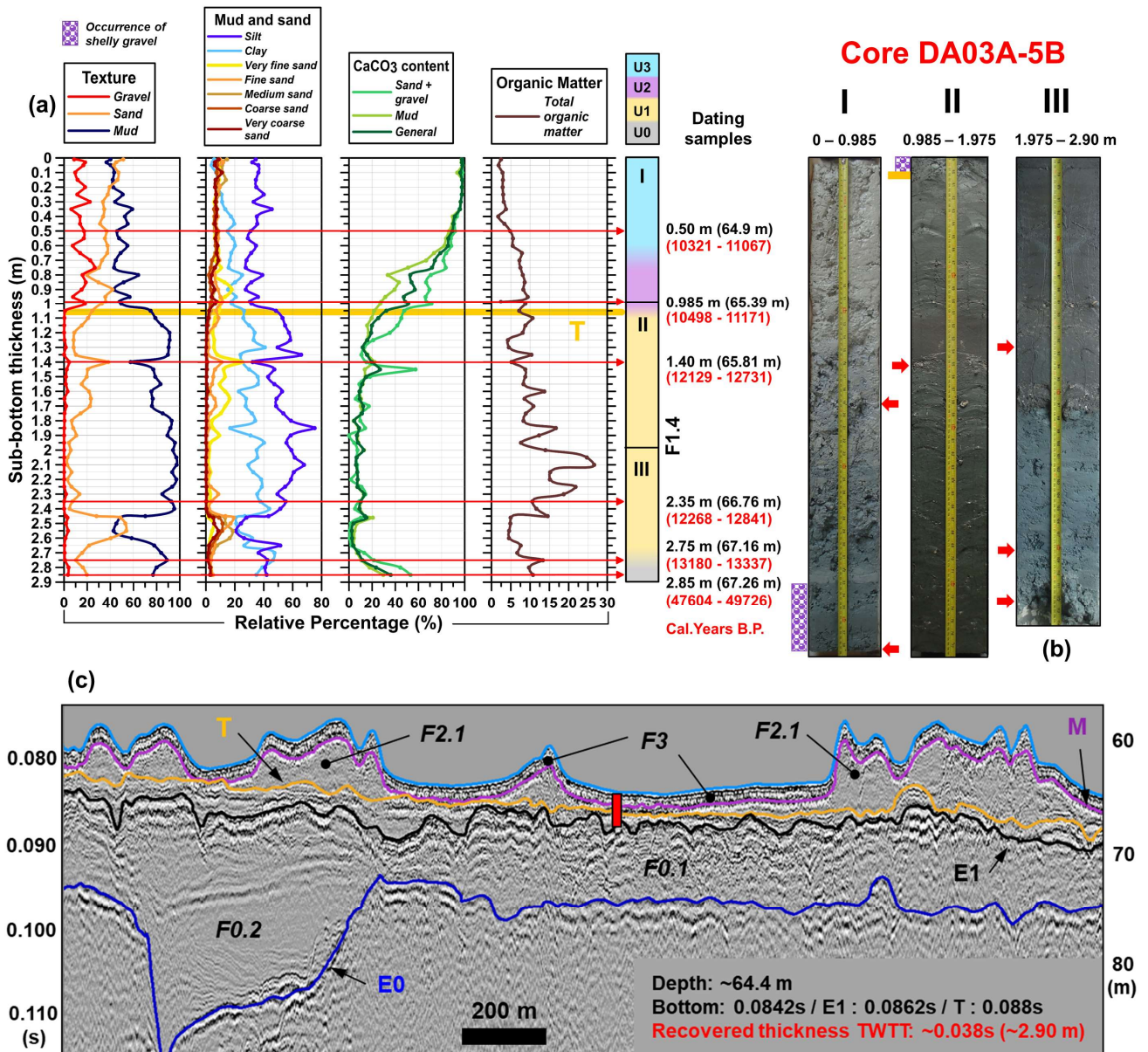


Figura 5: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA03A-5B; (b) fotografias das parcelas do testemunho, com a indicação dos níveis em que foram coletadas as amostras de datação e identificação da posição aproximada da interface referente ao refletor T (em amarelo), sobre a qual é observada a ocorrência de cascalhos de conchas (trecho hachurado); (c) detalhe do perfil sísmico DEP03 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica.

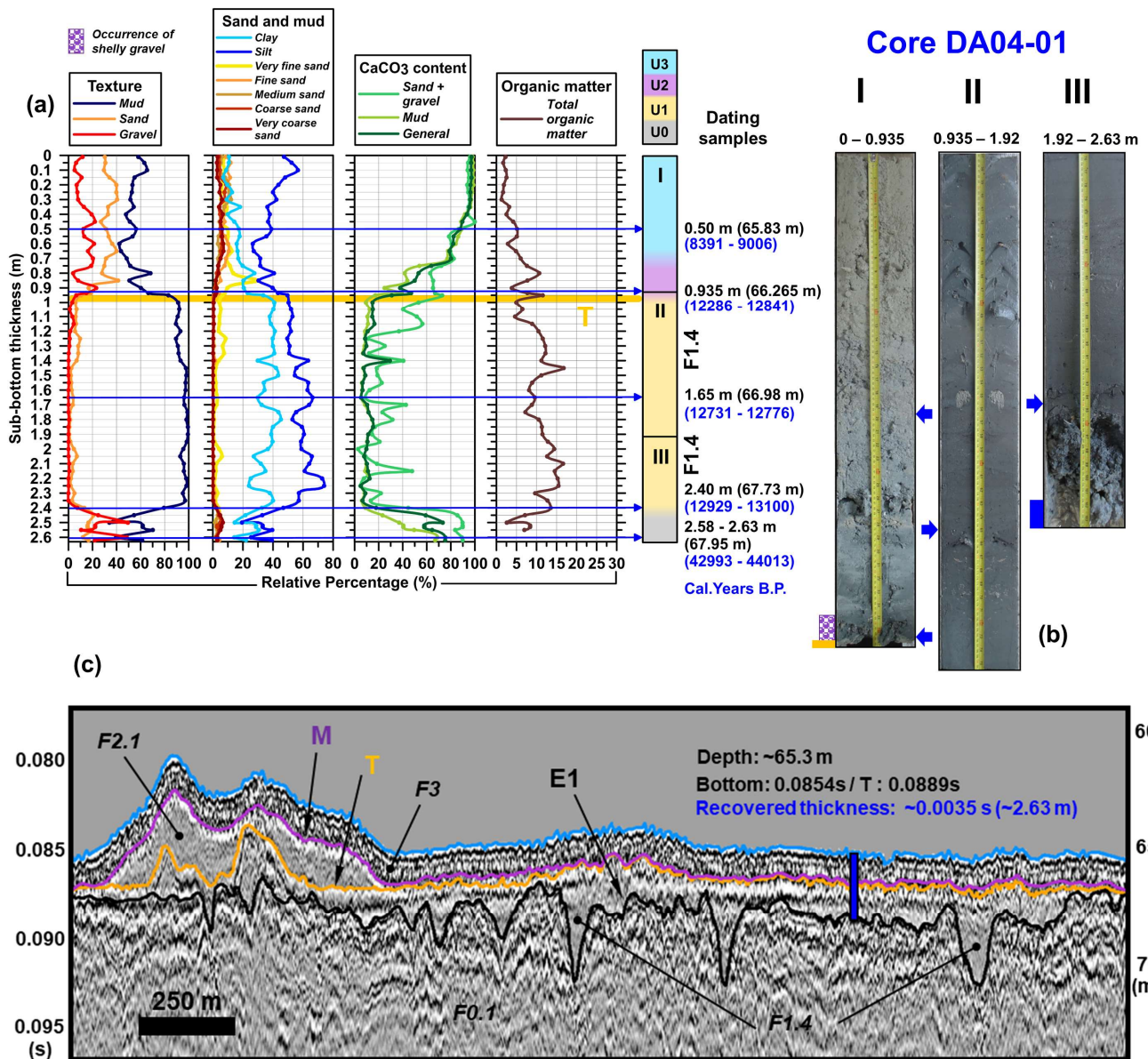


Figura 6: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA04-01; (b) fotografias das parcelas do testemunho, com a indicação dos níveis em que foram coletadas as amostras de datação e identificação da posição aproximada da interface referente ao refletor T (em amarelo), sobre a qual é observada a ocorrência de cascalhos de conchas (trecho hachurado); (c) detalhe do perfil sísmico DEP04 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica.

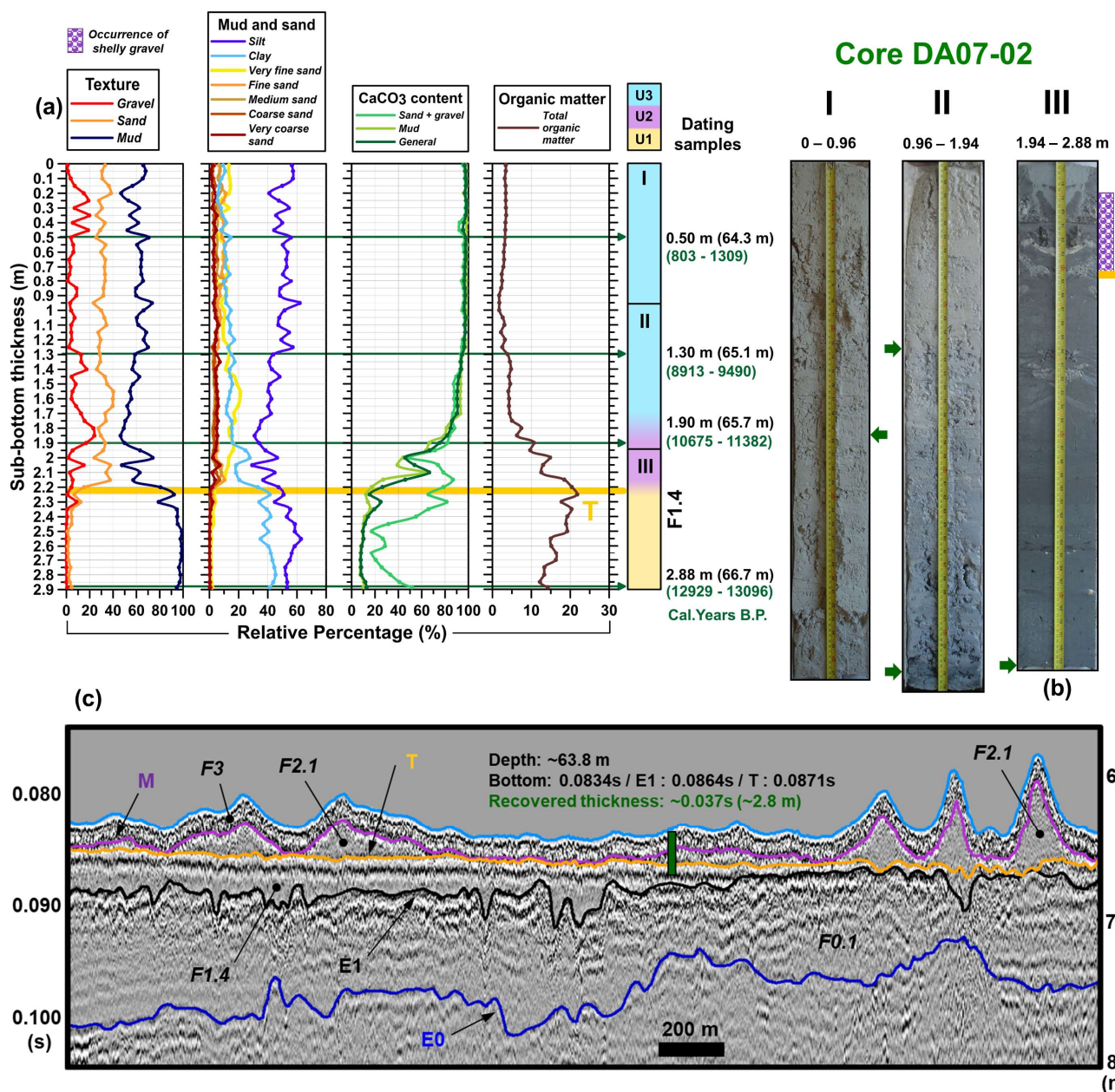


Figura 7: (a) Resultados das análises de granulometria, composição, datação e de identificação das unidades/fácies sísmicas ao longo do testemunho DA07-02; (b) fotografias das parcelas do testemunho, com a indicação dos níveis em que foram coletadas as amostras de datação e identificação da posição aproximada da interface referente ao refletor T (em amarelo), sobre a qual é observada a ocorrência de cascalhos de conchas (trecho hachurado); (c) detalhe do perfil sísmico DEP07 com a posição aproximada de coleta do testemunho e interpretação sísmo-estratigráfica.

4. Discussão

Os dados sismo-estratigráficos integrados às informações sedimentológicas e crono-estratigráficas obtidas com os testemunhos permitiram estabelecer interpretações acerca da natureza das principais superfícies refletoras assim como a respeito da evolução dos tratos de sistemas deposicionais e a variabilidade lateral dos mesmos durante processo de afogamento pós-UMG da DA.

4.1 Arcabouço deposicional da DA

As superfícies basais E0 e E1 são interpretadas basicamente como discordâncias de exposição subaérea desenvolvidas em 2 diferentes episódios de regressão forçada (*falling-stage*) (Figura 2, 3 e 8a).

As amostras de concreções carbonáticas recuperadas na base dos testemunhos DA03A-5B e DA04-01, datadas respectivamente em 47604-49726 e 42993-44013 anos A.P. (Tabela 2 e Figuras 5 e 6), quando plotadas na curva de variação eustática proposta por [Grant et al. \(2014\)](#) sugerem que o refletor E1 (situado na região central da DA entre ~60 e 80 m de profundidade) represente o topo erodido de sedimentos carbonáticos marinhos depositados possivelmente durante o *stillstand* do MIS3 (Figura 8a). Considerando que as idades das concreções obtidas estão próximas ao limite do método de datação por ^{14}C e de calibração pela curva *Marine20* (~50000 anos A.P), não se deve descartar, no entanto, a possibilidade de que a deposição das mesmas possa remontar a *stillstands* do MIS5. (Figura 8a).

Esses depósitos constituiriam assim a unidade sísmica U0, que posteriormente viria a ser submetida em sua porção superior a processos erosivos desencadeados por regressão forçada durante o UMG (MIS2). Nesse período o nível do mar atingiu cerca de ~120 m abaixo do nível atual ([Lambeck et al. 2014](#)), havendo a completa exposição subaérea da plataforma continental e o rejuvenescimento das correntes fluviais que erodiram os depósitos

carbonáticos da unidade sísmica U0 para se ajustarem ao novo nível de base. Na área estudada, esse processo ocorreu sobretudo a partir da rede de vales incisos identificados na margem noroeste da DA (porção oeste dos perfis DEP03A, DEP04 e DEP05, Figura 1), originados provavelmente a partir das bacias hidrográficas dos atuais rios São Mateus, Itaúnas e Mucuri. Naquele período essas paleodrenagens se conectariam diretamente ao Canal Besnard, conduzindo à formação de um sistema turbidítico na borda sul da plataforma continental de Abrolhos (Figura 1, e sul do perfil DEP07, Figura 3)

Qualificando-se como o arcabouço deposicional de toda a sequência sedimentar acumulada após o UMG, o refletor sísmico E1 foi identificado previamente também por [D'Agostini et al. \(2015\)](#) e [D'Agostini \(2017\)](#) nas regiões central e norte da plataforma continental de Abrolhos, do setor interno ao externo, dimensionando-se assim o vulto regional do processo de exposição subaérea no decorrer da última glaciação. [Bastos et al. \(2013\)](#) e [Bastos et al. \(2016\)](#) acrescentaram que essa discordância erosiva se trataria de uma paleo-superfície tipicamente formada em ambientes cársticos, geneticamente associada à formação de dolinas (*sinkholes*) mapeadas por esses autores nos setores médio e externo da plataforma continental norte. Essa interpretação estaria de acordo com os indícios de diagênese observados nas amostras de concreções biogênicas obtidas na base dos testemunhos DA03A-5B e DA04-01 (Figuras 5 e 6).

A ocorrência da unidade sísmica U0 em profundidades mais rasas (~40-60 m) na proeminente margem leste da DA remeteria a períodos deposicionais mais antigos estabelecidos no MIS5c e MIS5a, com o processo de exposição subaérea sendo provavelmente iniciado já durante o MIS4 (Figura 8a).

Fora do alcance do método de amostragem adotado, a origem da discordância E0 pode ser indiretamente relacionada ao período de regressão forçada do MIS6, considerando-se os dados de variação eustática do Pleistoceno ([Grant et al., 2014](#) e [Rohling et al., 2014](#)).

4.2 Sequência de preenchimento pós-UMG da DA

A sequência sedimentar pós-UMG da DA é composta da base para o topo pelas unidades sísmicas U1, U2 e U3, respectivamente interpretadas como os tratos de sistemas deposicionais Transgressivo Inferior (*Lower Transgressive System Tract - LTST*), Transgressivo Superior (*Upper Transgressive System Tract - UTST*) e de Mar Alto ou Marinho (*HST*). Os intervalos de estabelecimento e encerramento dos tratos de sistemas identificados e suas parcelas, verificados à luz dos dados crono-estratigráficos dos testemunhos, são diretamente correlacionáveis aos fenômenos de variabilidade glacio-isostática que marcam o período de transição entre o Pleistoceno Superior e Holoceno Inferior (Blanchon, 2011a,b; Lambeck et al. 2014; Abdul et al. 2016, Figuras 8b e 8c), conforme detalhado a seguir:

4.2.1 U1: Trato de Sistemas Transgressivo Inferior (LTST)

As diferentes sismo-fácies constituintes da unidade sísmica U1 (Tabela 1) sugerem que o processo de preenchimento sedimentar sobre a superfície de exposição subaérea E1 tenha se dado a partir de um típico gradiente evolutivo entre ambientes fluviais afogados e parálisos/litorâneos, submetidos a uma maior influência da sedimentação de origem continental, estabelecidos durante a primeira fase do processo transgressivo nesse trecho da plataforma média. A faixa de profundidade em que se situa U1 no interior da DA (~60-80 m) (Figuras 2 e 3), assim como o ajuste observado entre as idades ^{14}C obtidas na porção basal terrígena dos 4 testemunhos (teores de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) e os modelos de variação eustática global (Figuras 8b e 8c), sugerem que o estabelecimento dessa unidade sísmica tenha ocorrido entre o Allerød médio (~13900 anos A.P) e o final do YD (~11700 anos A.P). Esse intervalo é reconhecido por Abdul et al. (2016) como de progressiva desaceleração das taxas subida do nível do mar, as quais reduziram-se de 20 mm/ano para 4 mm/ano até o

clímax do processo. Sendo assim, considera-se que a porção inferior do Trato de sistemas Transgressivo (U1) foi depositada em um regime de *slowstand* ou *stillstand*.

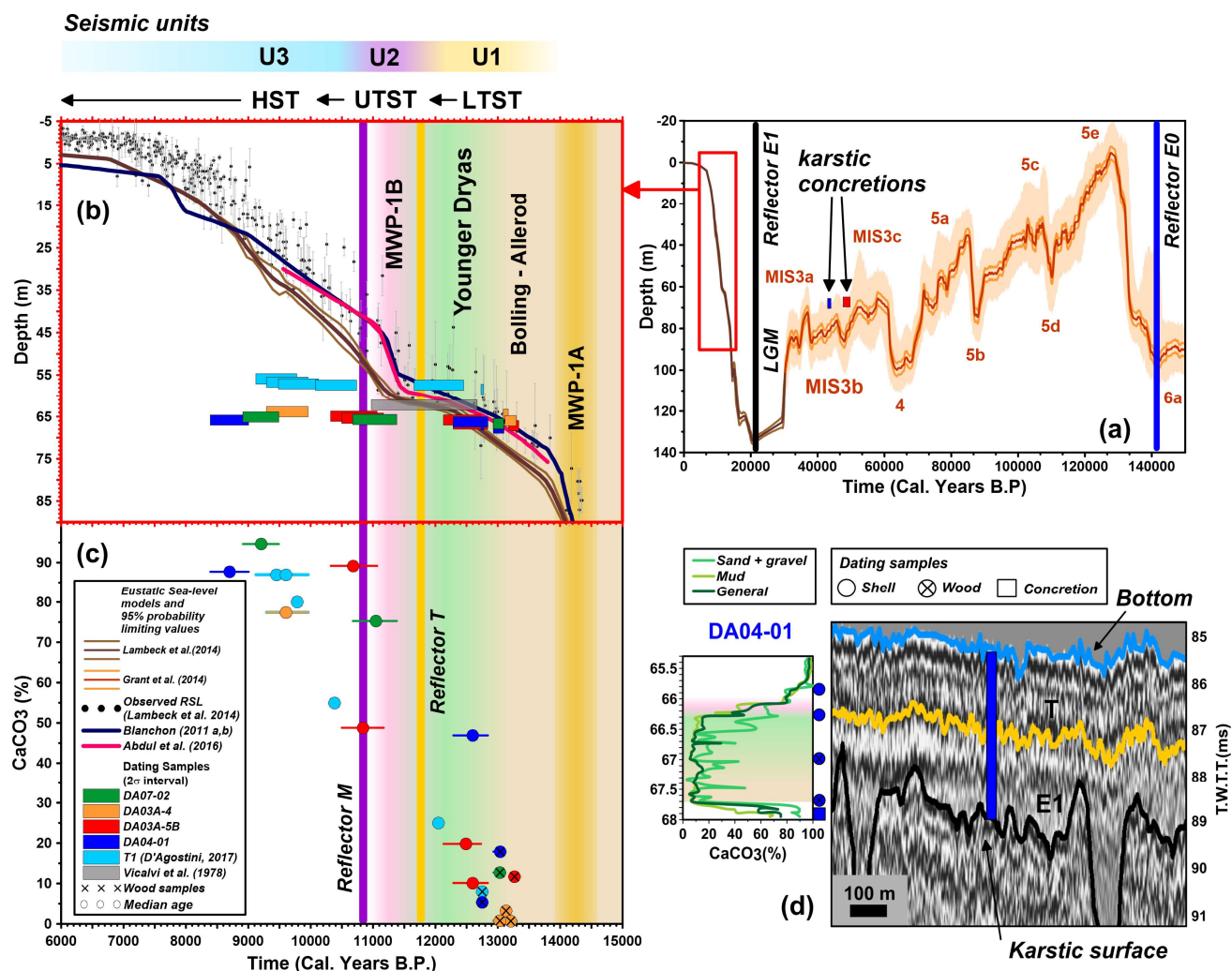


Figura 8: Sumário dos resultados geocronológicos e sismo-estratigráficos no contexto dos eventos eustáticos/paleoclimáticos do final do Pleistoceno e início do Holoceno: (a) gráfico idade x profundidade com destaque para a curva de variação do nível do mar de Grant et al. (2014) relativa aos últimos 150 mil anos, os estágios isotópicos marinhos do oxigênio (MIS) e a plotagem dos intervalos 2 σ das idades das amostras de concreções carbonáticas obtidas na base dos testemunhos DA03A-5B e DA04-01; (b) gráfico idade x profundidade, com a representação dos intervalos 2 σ de todas as idades obtidas ao longo dos 4 testemunhos diante das curvas de variação do nível do mar de Lambeck et al. (2014), Blanchon (2011 a,b) e Abdul et al.(2016); (c) gráfico idade x teor de CaCO₃ das amostras de sedimento que foram datadas; (d) interpretação da evolução deposicional em resposta aos eventos eustáticos/paleo-climáticos à partir do exemplo do perfil de teor de CaCO₃ do testemunho DA04-01, com a contextualização do mesmo no dado sísmico.

4.2.1.1 *Preenchimento sedimentar dos vales incisos*

O início da implantação do LTST se daria ainda em um cenário de relativo aumento do espaço de acomodação no final do período Allerød, quando ocorreria o afogamento à retroterra e o preenchimento sedimentar do fundo dos vales incisos que integravam a rede de drenagem que convergia em direção ao centro da DA a partir da região marginal noroeste, originando-se dessa maneira a sismo-fácies F1.1. O sedimento areno-quartzoso lamocascalhoso (areias grossas a muito grossas passando para médias a finas, com grãos angulosos e vítreos) que compõem o topo dessa sismo-fácies, recuperada nos 2,35 m basais do testemunho DA03A-04, se enquadrariam como “areias fluviais agradacionais” (*aggraded fluvial sands*) conforme classificação apresentada em [Slatt \(2013\)](#) a partir de [Weimer \(1992\)](#). Composto acamamentos paralelos com terminações em *onlap* com relação à discordância erosiva E1 (Figura 4c), esses sedimentos constituiriam um depósito intermediário e geralmente de maior espessura tipicamente previsto em preenchimentos de vales incisos afogados, posicionando-se acima dos *lag deposits* de fundo de talvegue e abaixo das areias e lamas estuarinas. Os fragmentos de madeira obtidos ao longo do segmento basal do testemunho DA03A-04 exibem idades muito próximas, ao redor de ~13000 anos A.P. (Figuras 4a, 8b e 8c), o que de fato sugere um relativamente rápido processo de entulhamento dos vales em um período imediatamente anterior ao YD. Essa mesma faixa de idade é apontada por [Delgado et al. \(2012\)](#) no registro estratigráfico do estuário do Rio Guadiana (Golfo de Cádiz, na península ibérica), referente à transição entre a sedimentação fluvial areno-cascalhosa (~13300 anos A.P), acumulada em resposta a um rápido aumento do nível de base, e a sedimentação estuarina de textura mais fina estabelecida durante o YD. [Pretorius et al. \(2016\)](#), assim como [Tjallingii et al. \(2010\)](#) e [Dung et al. \(2013\)](#), também dataram em ~13300 anos A.P a parcela superior dos depósitos fluviais de textura arenosa que preenchem vales incisos afogados ao redor de ~65 m de

profundidade, respectivamente, na porção distal da plataforma de Durban (leste da África do Sul, Oceano Índico) e na plataforma sudeste do Vietnã (Mar do Sul da China).

4.2.1.2 *Sedimentação das áreas proximais e depocentro lagunar principal*

Com os vales já completamente colmatados a continuidade do processo de preenchimento sedimentar de natureza areno-quartzoza sobre a superfície cárstica E1 entre o final do período Allerød e início do YD passaria a ocorrer lateralmente também nos interflúvios, traduzindo-se como a sismo-fácies F1.2. Essa estaria provavelmente associada ao estabelecimento de ambientes marginais proximais, típicos de deltas de cabeceira (*bay-head delta* em estuários dominados por onda, [Dalrymple et al. 1992](#)) ou de planície de inundação, submetidos a uma hidrodinâmica ligeiramente maior que a do depocentro mapeado no setor centro-norte da DA (trecho central dos perfis DEP04 e DEP05 e norte do perfil DEP07, Figura 3). Naquela porção se estabeleceu o corpo lagunar principal do sistema costeiro em questão (*central basin*, [Dalrymple et al. 1992](#)), onde contemporaneamente seriam acumulados sedimentos terrígenos de textura fina lamosa relacionados à sismo-fácies F1.4. Constituindo a totalidade da porção basal terrígena dos testemunhos DA04-01 e DA07-02 (Figuras 6 e 7), essas faciologias denotariam um ambiente deposicional de circulação mais restrita e hidrodinamicamente mais calmo, raso (vide o ajuste entre a profundidade das amostras de datação e as curvas de variação do nível do mar na Figuras 8b) e favorável ao acúmulo de matéria orgânica (teores totais de até ~25%). Em consenso com [Vicalvi et al. \(1978\)](#) e [D'Agostini \(2017\)](#), que também dataram sedimentos relacionáveis à sismo-fácies F1.4 no interior da DA (localização na Figura 1 e Tabela 2), considera-se que esse núcleo lagunar tenha se estabelecido durante o YD, favoravelmente em situação de nível do mar estabilizado ao redor das cotas de 60-65 m de profundidade. Análises de bioestratigrafia de foraminíferos conduzidas por aqueles autores apontam o predomínio de gêneros bentônicos

típicos de ambientes mixoalinos (*Ammonia* e *Elphidium*) ao longo de todo o depósito terrígeno, com o aparecimento adicional na porção superior do mesmo de espécies planctônicas características de ambiente marinho. Isso sugere a evolução desse ambiente em um estuário de cada vez maior comunicação com o oceano ainda durante a fase de nível do mar estável do YD.

No caso do testemunho DA03A-5B (Figura 5), obtido em uma porção intermediária entre os vales afogados da margem noroeste e a região central da paleolaguna, a ocorrência de um depósito de areias lamosas/lamas arenosas quartzosas mal selecionadas nos 40 cm inferiores (base em 2,75 m datada em 13180-13337 anos A.P.) sendo substituído imediatamente acima por depósitos de preponderância lamosa terrígena da sismo-fácies F1.4 (2,35 m datado em 12268-12841 anos A.P. e 1,40 m datado em 12129-12731 anos A.P.) retrataria, provavelmente, o processo de submersão de um ambiente marginal proximal de maior hidrodinâmica e influência fluvial, tornando-se localmente menos energético com o estabelecimento desse sistema costeiro abrigado. Apesar de não ter sido visualizada claramente no registro sísmico, em função da limitação de resolução das camadas pelo método empregado (Figura 5c), essa modificação faciológica demonstraria não somente o processo agradacional, mas também a ampliação lateral dos domínios do corpo lagunar principal (sismo-fácies F1.4) durante o YD.

Essa sismo-fácies se correlaciona temporal e sedimentologicamente às unidades sísmicas mapeadas por [Green et al. \(2013, 2017\)](#), [Salzmann et al. \(2013\)](#) e [Pretorius et al. \(2016\)](#) preenchendo depressões discretas localizadas imediatamente à retaguarda das cristas de ilhas barreiras relíquias mapeadas ao longo da isóbata de ~60 m em diferentes setores da plataforma continental ao largo do leste-sudeste da África do Sul. Assim como no presente trabalho, esses autores interpretaram-nas como parcelas remanescentes de depósitos lagunares/estuarinos siliciclásticos de textura lamosa, que seriam relativamente pouco

espessos (*thin sheets*), mas com ampla possibilidade de desenvolvimento lateral em um ambiente sujeito à baixa hidrodinâmica e estabilidade do espaço de acomodação durante o YD.

4.2.1.3 Sedimentação das áreas distais

O aumento da espessura e proeminência da U1 em direção à porção distal sul da DA diferenciando-se como a sismo-fácies F1.3, composta por reflexões internas de caráter mergulhante de variadas amplitudes (porção central do perfil DEP07, Figura 3), sugere o desenvolvimento de depósitos progracionais típicos de um regime de regressão normal, corroborando ainda mais a interpretação de que essa unidade sísmica tenha sido depositada em um cenário de estável contribuição sedimentar de origem continental e de reduzidas taxas de elevação do nível do mar. Apesar de não terem sido datados diretamente, considera-se que esses depósitos se estabeleceram contemporaneamente aos das sismo-fácies F1.2 e 1.4, portanto durante a vigência do YD. A tomar pela continuidade lateral e similaridades com a sismo-fácies F1.2, esses depósitos integrariam provavelmente feições relíquias de natureza siliclástica arenosa, formadas em subambientes costeiros rasos ou emersos que estariam incorporados às imediações das áreas de desembocadura dos Canais Besnard Leste e Oeste. Essas feições poderiam se tratar, por exemplo, de bancos (*sand shoals*), esporões (*sand spits*), *sand ribbons*, restingas e/ou até mesmo dunas eólicas que integrariam um delta intralagunar com a influência de maré enchente (*flood-tidal delta*) na modalidade de estuários dominados por onda, [Dalrymple et al. 1992](#)).

Sismo-fácies com refletores mergulhantes/progracionais na direção do mar (*seaward dipping reflectors*) e geometria externa convexa, com irregularidades superficiais de menor escala na forma de cristas e cavas, similares às aqui observadas na sismo-fácies F1.3 (exemplo da Tabela 1), foram registradas por [Cooper et al. \(2016, 2018\)](#) na plataforma

continental ao largo do estado de Santa Catarina (sul do Brasil). Os autores interpretaram-nas como possíveis remanescentes de ambientes de praia/*shoreface* com componentes eólicas, estabelecidos a partir de um suprimento sedimentar longitudinal de grande volume e longa duração oriundo do Rio da Prata, depositados próximo à atual isóbata de 50 m em condição de nível do mar estabilizado durante a última deglaciação. De maneira similar [Kirkpatrick et al. \(2019\)](#) registra “*seaward-dipping forsets*” em sismo-fácies relacionadas à arquitetura deposicional progradacional de cristas praias e esporões cascalhosos (*gravel spits*) desenvolvidos em um contexto de grande aporte sedimentar nas imediações da paleo-desembocadura do Rio Orange, no Sul da Namíbia (sudoste da África). Segundo os autores, o range de paleo-profundidades desses depósitos (~70-55 m) indicaria a formação dos mesmos durante o *stillstand/slowstand* do YD. Geometrias progradacionais relacionadas ao mesmo período/faixa de profundidade foram mapeadas também por [Rangel et al. \(2019\)](#) na porção superior da unidade sísmica de maior vulto vertical (~25 m) e horizontal encontrada na porção distal da sequência deltaica pós-UMG do Rio São Francisco, na plataforma continental de Alagoas (nordeste do Brasil). Segundo os autores a transição de estilos deposicionais entre retrogradacional-agradacional-regressivo da base para o topo dessa unidade sísmica indicaria o processo de estabilização do espaço de acomodação até o final do YD, com a deposição sedimentar ocorrendo cada vez mais próxima ao nível do mar.

Na área distal da DA a variação local da sismo-fácies F1.3 em configurações caóticas/de alta impedância acústica, ou com refletores paralelos/subparalelos pobremente definidos, relaciona-se possivelmente ao processo de litificação dos depósitos sedimentares arenosos em ambientes intermarés, formando-se *beachrocks* a partir da precipitação de cimentos de calcita magnésiana e/ou aragonita ([Hopley, 1986](#); [Kelletat, 2006](#); [Vousdoukas et al. 2007](#)). Os *beackrocks* são potencialmente formados em zonas costeiras com regime de micromarés em regiões (sub)tropicais, onde a fábrica carbonática (fonte de cimentação) tende a não

desacelerar durante períodos de resfriamento terrestre, assim como em áreas sujeitas à maiores períodos de estabilização do nível do mar e suprimento sedimentar constantemente disponível (Mauz et al. 2015). Essas situações são compatíveis com o YD e o regime hidrodinâmico/deposicional da sismo-fácies F1.3 no setor distal sul da DA. Essa propensão de ocorrência de *beachrocks* associadas a paleolinhas de costa formadas durante o YD é largamente reconhecida no sudeste do continente Africano (Green et al. 2014, 2018). É importante salientar, no entanto, que a alta impedância acústica em determinados segmentos da sismo-fácies F1.3 possa estar exclusivamente relacionada a camadas sobrejacentes do HST com deposições carbonáticas de textura grossa, que podem mascarar a visualização de refletores em subsuperfície, conforme será discutido no item 4.2.3.

Feições relíquias, como as até aqui abordadas, estabelecidas em paleoambientes parálisos/costeiros, ou até mesmo em ambientes marinhos rasos e de *shoreface*, é retratada em uma variedade de estudos que investigam a sismo-estratigrafia e a morfologia de plataformas continentais ao redor de todo mundo, sendo também geneticamente atribuídas ao período de estabilização do nível do mar no YD. Como exemplo, podem ser citados os resquícios de complexos de ilha barreira-laguna/cristas praias identificadas por Storms et al. (2008) e De Santis et al. (2020), respectivamente, nas porções norte e sudoeste do Mar Adriático (Itália); por Wenau et al. (2020) ao largo de Moçambique (sudeste da África); por Green et al. (2013, 2014), Salzmänn et al. (2013) e Pretorius et al. (2016,2019) no leste-sudeste da África do Sul; por Kirkpatrick et al. (2020) no sul da Namíbia e por Gardner et al. (2007) entre os estados da Flórida e Alabama (Golfo do México – USA). No mesmo contexto temporal *sand waves* e outros corpos arenosos relíquias, que remontam à hidrodinâmica de ambientes marinhos mais rasos, foram reportadas por Bassetti et al. (2006), Albarracín et al. (2014) e Durán et al. (2017) na margem oeste do Mar Mediterrâneo, assim como por Rovere et al. (2019) no Golfo de Manfredônia, no Mar Adriático.

Independente do contexto tectônico, geomorfológico, de suprimento sedimentar e hidrodinâmico desses locais ao redor do mundo, é consenso entre os autores acima mencionados que o estabelecimento dessas feições tenha sido favorecido principalmente pela componente de lenta modificação do espaço de acomodação e do distanciamento entre as áreas fontes e as áreas costeiras durante o YD, havendo nesse período uma janela de tempo suficiente para a atuação das forças hidrodinâmicas na erosão e deposição de sedimentos.

4.2.1.4 *Influência da paleo-topografia no estabelecimento do sistema costeiro na DA*

No exemplo da porção central do perfil DEP07 (Figura 3a) fica claro como a ocorrência da unidade sísmica U1 (sismo-fácies F1.3) na porção distal sul da DA foi influenciada pelo comportamento da superfície cárstica antecedente (E1) ao formar uma complexa configuração de protuberâncias e depressões herdadas que em escala local favoreceriam o trapeamento e a deposição sedimentar arenosa na porção distal sul da DA durante o YD. Particularmente nesse setor destaca-se uma proeminência do refletor E1 (paleo-superfície de exposição subaérea) com 20 m de relevo relativo, situado aproximadamente entre 60-80 m (Figura 3a), que tentativamente poderia ser relacionada à uma feição de natureza siliciclástica ou carbonática estabelecida próximo ao nível do mar durante o *stillstand* do MIS3 (vide Figura 8a). Essa protuberância do terreno antecedente aparentemente serviu de anteparo para o acúmulo de sedimentos da sismo-fácies F1.3, sendo incorporada para o restabelecimento de uma nova feição costeira de natureza siliciclástica, semelhante a uma crista de ilha barreira, na mesma posição, quando o nível do mar novamente estabilizou-se ao redor de ~60 m de profundidade durante no MIS1 (YD).

Em escala regional (Figura 1) fica claro também como a conformação depressiva do terreno carbonático antecedente (em formato de golfo/embaçamento em comunicação restrita ao

mar) não somente serviu como um depocentro de convergência de grande parte da sedimentação de origem fluvial oriunda da margem continental adjacente (norte do ES e sul da Bahia), mas também ofereceu espaço de acomodação adicional para o acúmulo de sedimentos. Somado à própria estabilização no nível do mar ao redor de ~60 m (Abdul et al. 2016, op. cit.), considera-se que esse condicionando geomorfológico foi um dos fatores primordiais para a instalação e desenvolvimento de um sistema costeiro nesse setor da plataforma média de Abrolhos.

4.2.2 U2: Trato de Sistemas Transgressivo Superior (UTST)

O refletor T pode ser genericamente interpretado como uma “superfície de ravinamento” (Catuneanu, 2019; Zecchin et al. 2019) que diacronicamente expressaria o processo retrogradacional da linha de costa durante a transgressão pós-UMG, configurando-se, dessa maneira, como o limite entre o topo da LTST (unidade sísmica U1) e a base do UTST (unidade sísmica U2).

4.2.2.1 Processo de ravinamento e afogamento do sistema costeiro – início do MWP-1B

No contexto dos ambientes de sedimentação desenvolvidos no interior da DA, a superfície de ravinamento (T) registra o que seria o topo remanescente das feições e depósitos costeiros (unidade sísmica U1) que resistiram à ação erosiva das ondas e correntes de maré durante o processo de migração da *shoreface*.

A dispersão dos dados geocronológicos dos 4 testemunhos mediante à brusca modificação faciológica observada entre as lamas terrígenas da U1 (topo da sismo-fácies F1.4) e as lamas areno-cascalhosas mistas da U2, expressa, sobretudo, pelo incremento dos teores de CaCO₃ a partir de ~20% (Figuras 9b e 9c), sugere que no interior da DA a superfície de ravinamento (refletor T) tenha sido formada em decorrência do início do pulso de degelo MWP-1B (~11450 anos A.P., segundo Abdul et al. 2016), quando houve uma relativamente

brusca retomada do processo transgressivo, desencadeando-se o afogamento do sistema costeiro que havia sido implantado durante o YD.

A superfície de ravinamento é comumente relacionada na literatura à ocorrência imediatamente sotoposta de *lag deposits* e/ou camadas condensadas de conchas, que se constituem como parcelas residuais de granulometria mais grossa dos depósitos mais antigos subjacentes que acabaram sendo retrabalhadas dentro do nível de ação das ondas e sequencialmente redepositadas, em detrimento de frações mais finas que são erodidas (*bypass*) e retiradas do sistema durante o processo de retrogradação da linha de costa (Zecchin et al. 2011, 2019; Zecchin & Catuneanu, 2013).

Nos testemunhos obtidos no interior da DA os *lag deposits* tratam-se de camadas relativamente pouco desenvolvidas (variando de ~5 à ~17 cm de espessura, faixas hachuradas nas fotografias dos testemunhos, Figuras 4b, 5b, 6b e 7b) com maior concentração de cascalhos na matriz lamosa, compostos principalmente por fragmentos e conchas inteiras de moluscos, identificadas exatamente na zona de brusca transição entre os depósitos lagunares basais terrígenos e os depósitos transgressivos mistos (profundidade do refletor T e teor de CaCO₃ a partir de 20%). Conchas de moluscos redepositadas no início do MWP-1B nessa camada poderiam estar retroativamente relacionadas à parcela superior erodida dos depósitos lagunares formados ainda durante o YD, tal como sugere a idade de 12286 – 12841 anos A.P da amostra obtida no centímetro 93 do testemunho DA04-01; um resultado que à primeira vista poderia parecer discrepante na sequência de datações ao longo do testemunho (Figura 8c).

Os *lag deposits* não foram sistematicamente expressos nos dados sedimentológicos quantitativos uma vez que acabaram sendo subamostrados com o intervalo de análise de 5 cm adotado. No entanto, puderam ser identificados como picos nos teores de CaCO₃ em amostras correspondentes dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 (Figuras 5a,

6a e 7a). Além dessa camada de cascalhos bioclásticos, os picos nos teores de areia muito fina quartzosa, observados na porção basal dos depósitos mistos de DA03A-5B (~20%) e DA04-01 (~30%), também seriam diagnósticos da fase inicial de retomada do processo transgressivo (Figuras 5a e 6a).

O potencial erosivo por ravinamento e de desenvolvimento em espessura dos *lag deposits* tende a ser proporcionalmente maior quanto maior for a granulometria e a declividade do substrato pré-existente, a hidrodinâmica e o tempo de estabilização do nível do mar. (Zecchin et al. 2011, 2019). O contexto de rápido aumento do espaço de acomodação verificado no início do MWP-1B, somado à conformação geomorfológica abrigada do clima de ondas predominante do quadrante NE e ao relativamente baixo gradiente topográfico, foram fatores decisivos para que fossem então minimizados os efeitos erosivos de ravinamento por onda no interior da DA, preservando-se dessa maneira parcelas relativamente maiores dos depósitos de textura fina que se formaram no setor norte da DA (sismo-fácies 1.4). Comparativamente, em configurações de plataforma continental aberta dominada por ondas, tal como no sudeste da África, depósitos costeiros contemporâneos de mesma natureza faciológica, formados à retaguarda de ilhas barreiras lineares, tendem a ser pouco preservados ou não preservados, sobretudo em setores de maior gradiente topográfico (Green et al. 2013, 2017; Salzmann et al. 2013; Pretorius et al. 2016).

No caso das feições costeiras arenosas observadas ao redor das áreas de desembocadura do Canal Besnard (depósitos da sismo-fácies F1.3, Figuras 3a), e que estariam mais propensas à ação das ondas, a preservação no início do MWP-1B ocorreria através do mecanismo de *overstepping* (originalmente proposto por Sander & Kumar, 1975 e Rampino & Sanders, 1980). Nesse caso, como a taxa de subida do nível do mar sobrepuja o tempo de ação necessário para a readaptação e recuo da *shoreface*, impede-se que as feições sejam completamente erodidas pela ação das ondas, mantendo-se grande parte do relevo

original (Green et al. 2014; Zecchin et al. 2011, 2015; Wenau et al. 2020). Esse processo de *drowning in place* não destrutivo das feições costeiras tende a ser favorecido em plataformas com menores gradientes topográficos (Zecchin et al. 2011, 2015), com regime micromarés (Storms et al. 2008), e com potencial de litificação dos depósitos costeiros (*beachrocks*), que se tornam mais resistentes ao processo erosivo desencadeado na fase transgressiva subsequente (Green et al. 2014, 2018; De Falco et al. 2015).

Nas proeminentes áreas marginais mais rasas da DA, que se mantiveram dissociadas do aporte terrígeno durante o YD (bancos Oeste, Central e Leste), esse processo erosivo acaba atingindo e retrabalhando os depósitos carbonáticos da unidade sísmica U0, sendo por isso observado o amalgamento da superfície de ravinamento (T) com a superfície cárstica (E1) (extremo leste do perfil DEP03A, Figura 2, visto também em Cetto et al. 2021).

4.2.2.2 Estabelecimento de feições transgressivas de água rasa durante o MWP-1B

Os testemunhos aqui apresentados foram obtidos em locais de mínimo desenvolvimento em espessura da unidade sísmica U2 no interior da DA, não sendo obtidas datações diretas dos trechos de maior protuberância designados pelas sismo-fácies F2.1 e F2.2 (Figuras 4c, 5c, 6c e 7c).

Apesar da falta desses dados, o contato basal com a superfície de ravinamento (T) sugere que o estabelecimento das mesmas sobre os antigos depósitos do sistema costeiro (U1), tanto em porções distais quanto proximais, tenha sido desencadeado pela rápida retomada do processo transgressivo relacionado ao MWP-1B. Com o aumento do espaço de acomodação associado a esse evento, a DA se tornaria um ambiente similar a um embaçamento de crescente influência marinha ao longo do processo. Nesse contexto as protuberâncias da sismo-fácies F2.1, por vezes dispostas em sequências de vales e cavas,

poderiam ser interpretadas como feições relíquias resultantes de ação hidrodinâmica em um ambiente raso, como *sand waves*/dunas subaquosas e/ou *sand ribbons*.

O contexto geomorfológico de ocorrência das feições aqui discutidas, sobretudo em porções mais internas da DA, onde as faciologias precursoras são de ambientes lagunares/transicionais (Vicalvi et al., 1978), é especialmente comparável aos achados de Edwards et al. (2003) que propõem um modelo evolutivo em uma plataforma continental de sedimentação fangosa e mista no Centro Oeste da Flórida. Em um primeiro estágio, sobre uma topografia antecedente de natureza carbonática (cárstica no caso da área aqui estudada) são instalados ambientes lagunares, passando a estuarinos. Em um segundo momento, à medida que o nível do mar sobe as faciologias transitórias são recobertas e dão lugar a depósitos de plataforma interna que são eventualmente retrabalhados, formando feições de fundo clásticas como *sand ridges*. Esse modelo mostra o pequeno desenvolvimento dessa sequência transgressiva sobre a superfície de ravinamento, que por vezes se confunde com a própria superfície cárstica, que pode se tornar aflorante ou quase aflorante.

O processo de rápida criação de espaço de acomodação ao longo do MWP-1B (cerca de 14 ± 2 m em ~400 anos, segundo Abdul et al. 2016) teria sido responsável também pelo afogamento dessas feições clásticas de água rasa, à medida que fossem rapidamente alteradas as zonas de influência do nível de base das ondas e das correntes longitudinais costeiras (Albarracin et al. 2014; Duran et al. 2017). Segundo Nnafie et al. (2014), em um contexto de rápido recuo da *shoreface* como esse, à medida que novas feições são criadas em direção ao continente observa-se uma tendência de paralização do processo de remobilização e migração das mais antigas, que se tornam cada vez mais inativas e afogadas, ou somente remobilizadas em eventos extremos de tempestade.

A variação da unidade sísmica U2 como a sismo-fácies F2.2, observada sobretudo na região marginal oeste-noroeste (flanco inferior do Banco Oeste definido pela isóbata de 50 m na Figura 1 e porção oeste do perfil DEP03A na Figura 2), poderia sinalizar um momento favorável à implantação de formações recifais e/ou biohermas carbonáticas no novo ambiente marinho raso que vinha sendo criado na DA. Provavelmente ainda durante o MWP-1B esses recifes progressivamente ocupariam áreas cada vez mais raras em resposta ao aumento do espaço de acomodação através do mecanismo de *backstepping*, conforme sugere [Cetto et al. \(2021\)](#) (Capítulo I) através de análises baseadas somente na profundidade dessas feições. O formato externo protuberante e a assinatura sísmica caótica da sismo-fácies F2.2 é de maneira semelhante citado para descrever a ocorrência de recifes afogados na Grande Barreira de Corais na Austrália ([Hinestrosa et al. 2014](#)) e na plataforma continental da Flórida – EUA ([Mallinson et al. 2014](#)).

Para que interpretações mais seguras a respeito da natureza das feições definidas pelas sismo-fácies F2.1 e 2.2 pudessem ser feitas seriam necessários dados complementares de cronoestratigrafia dos depósitos, assim como de batimetria MBES, imageamento por SSS e/ou filmagens submarinas para compreensão do comportamento tridimensional das mesmas.

4.2.3 U3: Trato de Sistemas Marinho ou de Nível do Mar Alto (HST)

Através da análise de comportamento da superfície de ravinamento nos proeminentes bancos carbonáticos que cercam a DA, visualizado aqui no exemplo da porção leste do perfil DEP03A (Figura 2) e também em [Cetto et al. \(2021\)](#) (Capítulo 1) a partir de outros perfis sísmicos, revela-se que quando o nível do mar atinge cotas a partir de ~40 m a maior parte das cristas dessas feições passaria a estar submersa durante o processo transgressivo. Dessa maneira seria abandonada a conformação reentrante da linha de costa, que havia

vido até então controlada principalmente pela paleomorfologia do Banco Leste (Figura 1), passando a DA a ser completamente submetida à dinâmica de mar aberto.

A dispersão das idades obtidas nos sedimentos carbonáticos da unidade sísmica U3 ($\text{CaCO}_3 > 80\%$) diante das curvas de variação do nível do mar de [Blanchon \(2011a, b\)](#) e [Abdul et al. \(2016\)](#) de fato sugere que a mesma começou a ser depositada já em um cenário de avançada submersão da DA após o final do MWP-1B (Figuras 8b e 8c), compatível com a cota de ~40 m referida acima. Nesse momento a região central da DA, onde os testemunhos foram coletados, se encontraria à cerca de ~25 m abaixo do nível do mar, passando então a ser submetida à um regime de plataforma continental rasa e aberta. Nesse contexto o refletor M seria interpretado como uma “superfície de máxima inundação” ([Catuneanu et al. 2019](#)), demarcando a transição entre o trato de sistemas transgressivo e o trato de sistemas marinho a ser depositado em um regime de regressão normal, de baixa influência fluvial, e com pleno desenvolvimento da sedimentação de origem autóctone biogênica. Os depósitos carbonáticos da unidade sísmica U3 sepultam as feições transgressivas clásticas de água rasa (F2.1) que teriam sido criadas durante MWP-1B, na forma de um envelope de refletores que se adapta ao formato externo da morfologia relíquia, encerrando assim a sequência sedimentar pós-UMG no interior da DA.

Trechos dos dados sísmicos com reflexões caóticas, quando não relacionados aos possíveis recifes afogados observados no flanco inferior do Banco Oeste (sismo-fácies F2.2), poderiam ser explicadas como ocorrências de fundos de maior granulometria ou mais complexos associados a colonizações biológicas mesofóticas (presentes entre ~30 e 150 m de profundidade de acordo com [Hinderstein et al. 2010](#)) estabelecidas na camada superior de material inconsolidado do HST, tanto em áreas distais quanto proximais da DA. Isso é corroborado por [Moura et al. \(2013\)](#) que indica que a menor turbulência e frequência de retrabalhamento do fundo a partir dos 30 m de profundidade na área estudada favoreceria o

crescimento de invertebrados bentônicos sobre os sedimentos carbonáticos inconsolidados, sobretudo associações entre formas livres de algas calcáreas (rodolitos), briozoários, esponjas, equinodermos, gorgônias e outros “corais moles” (*soft-bodied cnidarians*). Locais com maior adensamento dessas colonizações poderiam explicar os trechos onde se observa mais retroespalhamento do sinal sísmico ao longo das linhas.

5. Conclusões

Através de abordagens adicionais de sismoestratigrafia, sedimentologia e cronoestratigrafia, o presente trabalho corrobora as interpretações geomorfológicas prévias a respeito do estabelecimento de um complexo costeiro no interior da DA em uma fase de desaceleração eustática entre o final do Allerød e o final do YD, assim como o afogamento imediatamente posterior do mesmo em consequência do início do MWP-1B. A evidência cronológica da influência desses eventos eustáticos/paleoclimáticos, desencadeados no hemisfério norte, na evolução sedimentar de paleoambientes siliciclásticos afogados em plataformas continentais de sítios distantes é apresentada aqui de maneira inédita para o Atlântico Sul, integrando-se a uma escassa quantidade de dados de mesma natureza no cenário mundial.

Na fase transgressiva inicial, o processo de preenchimento sedimentar da DA sobre a superfície cárstica do UMG ocorreu a partir de um gradiente evolutivo entre ambientes fluviais afogados e parálisos/litorâneos, em um contexto de *slowstand*, entre o Allerød médio e o final do YD. Com os vales já completamente preenchidos seriam identificados contemporaneamente: i) depósitos proximais de delta de cabeceira e/ou de planícies de inundação na região marginal oeste/noroeste; ii) um depocentro lagunar principal (bacia central), de menor hidrodinâmica e propício ao acúmulo de sedimentos finos e matéria orgânica no setor central-norte; e iii) depósitos costeiros que integrariam um delta de maré enchente na porção distal centro-sul, nas imediações das áreas de desembocadura dos

canais Besnard Leste e Oeste. A principal assinatura sedimentológica desse trato transgressivo inferior, formado em um contexto de preponderante e estável influência terrestre até o final do YD, é identificada por teores de CaCO_3 conservando-se menores que 20%.

A superfície de ravinamento visualizada no interior da DA registra o topo remanescente das feições e depósitos costeiros terrígenos que resistiram à ação erosiva das ondas e correntes de maré durante o processo de migração da *shoreface*. A dispersão das amostras de datação dos testemunhos, analisadas em conjunto com as geometrias deposicionais e as curvas de variação do nível do mar da literatura, sugerem que localmente essa superfície tenha sido formada em decorrência do início do MWP-1B, que teria sido responsável por um relativamente rápido afogamento do sistema costeiro implantado até o final do YD. Nos testemunhos essa superfície pode ser identificada por estratos a partir dos quais se observa um brusco incremento dos teores de CaCO_3 a partir de 20%, assim como a presença de *lag deposits* conchíferos na matriz lamosa, indicando o retrabalhamento da porção superior dos depósitos afogados e o incremento da hidrodinâmica associada ao recuo da *shoreface*.

Sobre a superfície de ravinamento ocorreu a implantação da porção superior do trato de sistemas transgressivo ao longo da vigência do MWP1B. Com o aumento do espaço de acomodação relacionado a esse evento, a DA teria se tornado um embaiamento de crescente influência marinha ao longo do processo, favorável à implantação de feições clásticas resultantes da ação hidrodinâmica em um ambiente marinho raso (ex. dunas subaquosas). No mesmo contexto poderiam ser progressivamente implantadas também formações recifais/biohermas carbonáticos na região marginal oeste-noroeste da DA. Os testemunhos coletados nesse trabalho não contemplaram regiões de maior desenvolvimento do trato de sistemas transgressivo superior. Assim, seriam necessários dados adicionais de

cronoestratigrafia desses depósitos e o mapeamento tridimensional das feições associadas para um melhor entendimento da natureza dos mesmos.

Passado o final do MWP-1B, estima-se que ao atingir cotas batimétricas a partir de ~40 m a conformação reentrante da linha de costa seria abandonada. Nesse novo contexto de plataforma continental aberta começaria então a ser implantado o trato de sistemas de nível de mar alto na DA, com pleno desenvolvimento da sedimentação carbonática de origem autóctone, identificada sedimentologicamente por teores de CaCO_3 que passam a aumentar de maneira mais gradativa a partir de ~80%.

CAPÍTULO III

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL PÓS-ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL DA DEPRESSÃO DE ABROLHOS A PARTIR DE UMA ANÁLISE GEOQUÍMICA MULTI-PROXY

1. Introdução

Depósitos sedimentares preservados de ambientes parálisos, tais como dos paleo-estuários/lagunas formadas à retaguarda de ilhas-barreira durante o *stillstand* do Younger Dryas (YD), e afogados subsequentemente em função do pulso de degelo MWP-1B (Green et al. 2013, 2017; Salzmann et al. 2013; Pretorius et al. 2016, 2019; Wenau et al. 2020; Kirkpatrick et al. 2020; Cetto et al. 2021), tem grande potencial para a investigação das reversões paleoclimáticas assim como dos eventos de variabilidade eustática desencadeados a partir dessas. Nas margens continentais de altas latitudes do Atlântico Norte, por exemplo, juntamente ao retorno temporário às condições glaciais e à estabilização do nível do mar durante o YD (Lambeck et al. 2014; Abdul et al. 2016; Harrison et al. 2019) é registrado o estabelecimento de condições climáticas mais secas no registro estratigráfico, já que o enfraquecimento da Corrente de Circulação Meridional do Atlântico Norte (AMOC) naquele período reduziria a eficiência do sistema de monções na região (Ng et al. 2018). Contrariamente, nas margens continentais do Atlântico Sul seria observada uma tendência de intensificação do sistema de monções e um contexto climático mais úmido, já que no mesmo período a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se encontraria deslocada na direção meridional (Arz et al. 1998; Jaeschke et al. 2007; Mulitza et al. 2017; Novello et al. 2017).

No registro estratigráfico de ambientes transicionais e marinhos o contexto climático das áreas fonte continentais pode ser inferido principalmente a partir da investigação da quantidade e características mineralógicas/geoquímicas dos aportes fluviais terrígenos.

Todo o raciocínio baseia-se na compreensão de que tipos de minerais são neoformados ou permanecem em fases residuais em decorrência da ação intempérica nas rochas continentais durante a formação do saprólito e do solo, que mais tarde será erodido e transportado até as áreas deposicionais pela atividade fluvial. De maneira geral, quanto maior for a umidade climática maior será o grau de depleção de metais naturalmente mais solúveis (alcalinos e alcalino-terrosos como *Ca*, *Na*, *K* e *Mg*) por lixiviação durante o processo de hidrólise dos minerais primários, sendo retidos majoritariamente metais menos solúveis (como o *Fe* e o *Al*) nas fases mineralógicas secundárias (Toledo et al. 2009, Hu et al. 2013, White et al. 2001, 2008, Babechuk et al. 2014, Clift et al. 2014 e Chang et al. 2017).

Diante desse mecanismo em zonas mais úmidas, onde a lixiviação de produtos solúveis é intensificada, tendem a ser formados predominantemente oxi-hidróxidos como goethita $[Fe^{3+}O(OH)]$ e gibbsita $[Al(OH)_3]$ por hidrólise total. Perdas moderadas na eficiência de drenagem podem causar a retenção de parte do *Si*, que se combina com *Al* na formação de minerais como caolinita $[Si_2Al_2O_5(OH)_4]$. Já em regiões mais áridas e/ou menos quentes tendem a ser formados argilominerais como illita e montmorillonita - $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2, (H_2O)]$ e $(Na, Ca)_{0,3}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2.nH_2O$, respectivamente (Toledo et al. 2009). Na falta de dados de quantificação direta das espécies mineralógicas terrígenas, por exemplo por difratometria de raios X, as razões elementares entre metais com mobilidades químicas contrastantes, tais como *K/Al*, *Na/Al*, *K/Fe* e *Na/Fe*, são empregados como índices substitutos acurados de estimativa da intensidade intempérica e evolução climática em estudos paleoambientais, tal como em Hofmann et al. (2001), Hu et al. (2013), Weldeab et al. (2013), Clift et al. (2014), Govin et al. (2014), Jousain et al. (2017), Chang et al. (2017) e Bahr et al. (2021).

A caracterização espaço-temporal de paleo-estuários baseada em testemunhos sedimentares pode ser uma tarefa bastante complexa dada a grande variabilidade lateral e

vertical das faciologias e a concomitante influência terrestre-marinha presente nesses ambientes (Castro et al. 2010).

Em contraponto à origem continental, a secundária componente marinha no registro sedimentar estuarino é sinalizada à primeira vista pelo processo de bioprecipitação de carbonato de cálcio (CaCO_3) presente em maiores proporções na formação de conchas e carapaças de organismos como crustáceos e de principalmente moluscos bivalves nesse tipo de ambiente (ex: Martinez et al. 2013 no sistema lagunar-estuarino de Cananéia-Iguapé – SP e Machado et al. 2018 no estuário de Vitória – ES). A depender dos mecanismos de fixação adotados pelos diferentes grupos de organismos/espécies e de fatores ambientais (como pH, temperatura e saturação dos elementos na água do mar), alguns metais divalentes podem parcialmente substituir o íon Ca^{2+} dando origem a polimorfos mineralógicos desse composto (Lippmann, 1973; Ulrich et al. 2021; Meldrum, 2003). A substituição pelo magnésio (Mg^{2+}) na formação da calcita é a mais abundante na natureza, enquanto que na fixação de aragonita a principal substituição é realizada pelo estrôncio (Sr^{2+}), refletindo aproximadamente a razão Sr/Ca da água do mar (Meldrum, 2003). Diante desse mecanismo, a vinculação geoquímica entre os metais $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Sr}$ acaba sendo comumente reconhecida em sedimentos autóctones carbonáticos, tal como apontado por Marques et al. (2008) na deposição atual da plataforma continental nordeste e por Sá (2016) na margem continental centro-norte do Espírito Santo. Razões entre algum dos elementos dessa suíte biogênica e outros metais típicos de aporte terrígeno, tais como Fe , Al e Ti , podem subsidiar interpretações sobre variações do nível do mar, intensidade de paleoprecipitação no continente adjacente e/ou paleoprodutividade/dissolução carbonática biogênica, como avalia Govin et al. (2012, 2014) a respeito da aplicação das razões Fe/Ca e Ti/Ca em investigações multi-proxy da margem profunda do Brasil.

Integrados aos dados de conteúdo metalífero, as assinaturas elementares e isotópicas de carbono e nitrogênio da matéria orgânica preservada no registro sedimentar (Carbono Orgânico Total - COT, Nitrogênio Total - NT, razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $\delta^{13}\text{C}$ e razão $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ou $\delta^{15}\text{N}$) adicionam informações valiosas sobre a evolução do balanço entre os aportes fluviais X marinhos, sendo comumente utilizados para inferir variações do nível do mar em reconstituições de paleoambientes transicionais (Miranda et al. 2009; Castro et al. 2010; Amaral et al. 2012; Smith et al. 2012; França et al. 2015; Machado et al. 2018).

Através da assinatura de razão COT/NT, ou simplesmente razão C/N, é possível diferenciar basicamente a matéria orgânica derivada de plantas terrestres vasculares (C/N ≥ 20 , pobres em proteínas e ricas em celulose) daquela derivada da produtividade algal fitoplanctônica (C/N de 4 à 10, ricas em proteínas e pobres em celulose), conforme Meyers (1994, 1997, 2003). O mesmo nível de distinção pode ser inferido a partir das assinaturas de $\delta^{15}\text{N}$. Como as plantas assimilam o nitrogênio inorgânico principalmente a partir da atmosfera (N_2 , $\delta^{15}\text{N} \sim 0\text{‰}$) e o fitoplâncton a partir do nitrato dissolvido (NO_3^- , $\delta^{15}\text{N}$ entre +7 e +10‰) (Peters et al. 1978), observam-se assinaturas $\delta^{15}\text{N}$ finais bastante contrastantes entre essas fontes, respectivamente de +0,5 e +8,5‰, segundo Peterson & Howard (1987). Ambientes com a mistura de ambos os tipos de matéria orgânica, tendem a apresentar valores intermediários tanto de razão C/N quanto de $\delta^{15}\text{N}$, conforme os autores mencionados.

O cruzamento dos dados de razão C/N e $\delta^{15}\text{N}$ com os dados de $\delta^{13}\text{C}$ é principalmente útil para detalhar as origens do material orgânico vegetal terrestre (se é herdado de vias fotossintéticas tipo C_3 ou C_4), e para diferenciar se o material fitoplanctônico é típico de água salgada ou doce (ou se trata de uma mistura de ambas as fontes como nos ambientes estuarinos). Nas plantas terrestres que se utilizam da via fotossintética C_3 (Ciclo de Calvin) é desencadeado bioquimicamente um nível de depleção de ^{13}C mais acentuado do que naquelas que se utilizam da via C_4 (Ciclo de Hatch-Slack) durante o processo de

incorporação do carbono inorgânico (CO_2 atmosférico, $\delta^{13}\text{C} \sim -7\text{‰}$), resultando em assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica diferenciadas entre esses dois tipos de vegetais; com médias de ~ -27 e $\sim -14\text{‰}$, respectivamente (O'Leary, 1988; Rullkotter, 2006). O fitoplâncton dulcícola, por assimilar principalmente o CO_2 dissolvido da água (que geralmente se encontra em equilíbrio isotópico com o CO_2 atmosférico) acaba produzindo material orgânico com assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ que se sobrepõem à amplitude de assinaturas típicas de plantas C_3 , sendo essencial nesse caso o emprego das assinaturas de razão C/N e/ou de $\delta^{15}\text{N}$ para efetiva distinção dessas fontes (Meyers et al. 2003; Lamb et al. 2006). Já o fitoplâncton marinho, por assimilar majoritariamente o carbono inorgânico na forma de bicarbonato dissolvido (HCO_3^- , $\delta^{13}\text{C} \sim 0\text{‰}$) produz assinaturas geralmente concentradas entre -22 e -20‰ , uma diferença de cerca de 7‰ com relação aos mais acentuados níveis de depleção de ^{13}C verificadas no fitoplâncton dulcícola e nas plantas C_3 (Meyers et al. 1997, 2003).

A área do presente estudo compreende o setor centro sul da plataforma continental de Abrolhos, ao largo do extremo norte do estado do Espírito Santo, nos limites de uma feição conhecida como “Depressão de Abrolhos” (DA) (Figura 1). Na região central mais profunda a topografia cárstica que define a mesma serviu de arcabouço para deposição de sedimentos inconsolidados que registram a implantação de diferentes fases ambientais durante o processo transgressivo pós-UMG, conforme verificado previamente por Vicalvi et al. (1978) e D'Agostini et al. (2017). Naquele setor a base do depósito, de natureza terrígena e textura fina, se relacionaria ao estabelecimento de um paleoambiente lagunar de circulação restrita na DA segundo os autores, quando o nível do mar se encontraria estacionado ao redor da atual isóbata de 60 m na transição Pleistoceno-Holoceno, equivalente ao Younger Dryas. A gradação para uma faciologia essencialmente carbonática

marinha em direção à porção superior do depósito registraria a continuidade do processo transgressivo e a evolução para uma fase de completo afogamento da DA.

Recentemente, [Cetto et al. \(2021\)](#) (Capítulo I dessa tese) a partir de uma abordagem puramente geomórfica (idade x profundidade) detalha que o sistema lagunar implantado na DA durante o YD integraria também feições distais semelhantes a *sand spits* e/ou ilhas barreira nas imediações das áreas de desembocadura. Segundo os autores, a preservação da expressão batimétrica dessas feições ao redor dos 60 m de profundidade, associada à presença de uma conspícua superfície de ravinamento, seria indício de esse sistema costeiro como um todo teria sido abruptamente afogado em função do MWP-1B, desencadeado no Hemisfério Norte imediatamente após o final do YD. [Cetto & Bastos \(no prelo\)](#) (Capítulo II dessa tese), através de dados sedimentológicos e cronoestratigráficos, que remontam à fase transgressiva de preenchimento das incisões fluviais ainda durante o Bølling-Allerød Médio, observaram que o comportamento do teor de CaCO₃ na fração total do sedimento reflete a sequência temporal dos processos eustáticos que controlaram a evolução paleoambiental da DA: i) valores estabilizados <20% definem o comprimento das faciologias terrígenas, relacionando-se ao período de desaceleração de subida do nível do mar entre o Bølling-Allerød médio e o final do Younger Dryas, abrangendo um gradiente ambiental entre rios afogados e laguna; ii) a brusca variação observada entre ~20-80% define os limites da facilogia intermediária de natureza mista no âmbito do pulso de degelo MWP-1B, abrangendo desde a fase de afogamento do sistema lagunar à ampliação de um embaiamento sob crescente influência marinha; iii) o decréscimo da variação observado entre ~80 e 100% em direção ao topo dos testemunhos define a facilogia carbonática e a continuidade do processo transgressivo sob menor aceleração eustática, com a implantação de um ambiente de plataforma continental aberta em processo de deposição até os dias atuais.

Diante de todo esse contexto e utilizando-se de uma abordagem geoquímica multi-proxy focada na investigação do balanço entre as influências terrígena X marinha, o objetivo do presente estudo é preencher a lacuna de investigação dessas fases evolutivas paleoambientais pós-UMG da DA sob a ótica das tendências paleoclimáticas globais que estariam atreladas aos eventos eustáticos desencadeados no HN, cuja influência já é evidenciada na área de estudo.

2. Metodologia

2.1 Dados pré-existentes – sedimentologia geral e datação dos testemunhos

Os 4 testemunhos (*piston cores*) usados nesse trabalho foram originalmente apresentados por [Cetto & Bastos \(no prelo\)](#), referente ao Capítulo II desta tese. Os mesmos foram espacialmente planejados (Figura 01) a partir da análise de dados sísmicos que abrangeram regiões marginais e centrais da DA, obtendo-se colunas estratigráficas representativas de todo espectro do afogamento pós-UMG dessa região da plataforma continental.

Naquele trabalho são detalhadas as metodologias das fases iniciais de coleta, descrição e fatiamento desses testemunhos em intervalos de 1 cm, assim como das análises de granulometria por peneiramento à úmido (para a classificação das areias e separação da lama) e de composição (teor de CaCO_3) realizadas a cada 5 cm ao longo dos mesmos.

Além de revisar esses dados faciológicos, o presente trabalho também faz uso das idades calibradas (anos A.P.) obtidas pelos autores a partir de 21 amostras, de fragmentos vegetais ou conchas, de diferentes estratos ao longo dos 4 testemunhos, empregando-se o método de datação por isótopos de ^{14}C (Espectrometria de Massa por Aceleradores - AMS). Essas datações permitiram contextualizar previamente a evolução dos depósitos no âmbito dos eventos eustáticos/paleoclimáticos, considerando as curvas de variação do nível do mar de mar de [Abdul et al. \(2016\)](#), [Blanchon \(2011 a, b\)](#) e [Lambeck et al. \(2014\)](#). Essas

interpretações temporais também foram integradas aos resultados adicionais trazidos no presente estudo.

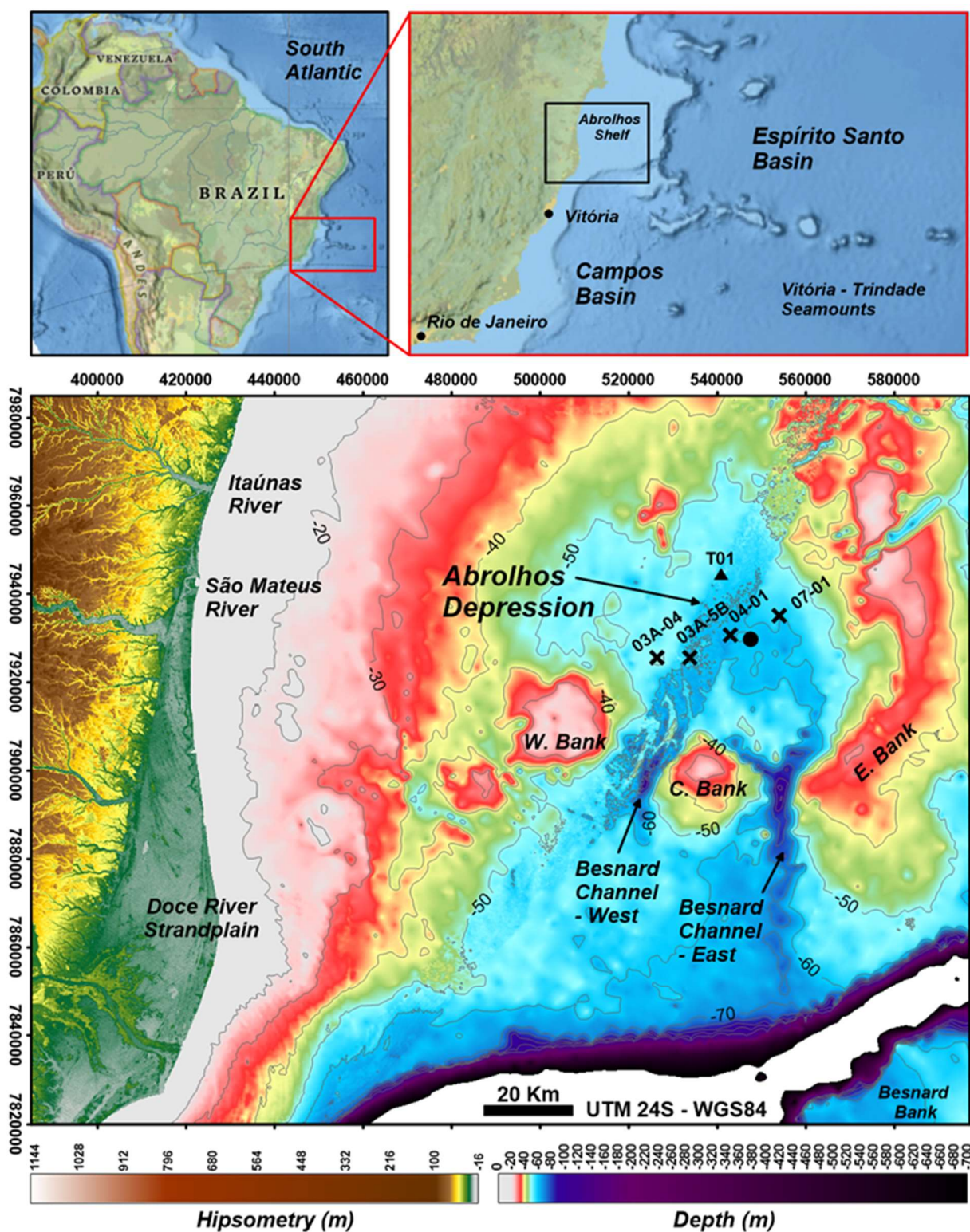


Figura 1: Modelo digital de terreno da plataforma continental extremo norte do Espírito Santo, com a localização dos testemunhos DA03A-04, DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 utilizados nesse trabalho, obtidos originalmente por [Cetto & Bastos \(no prelo\)](#). O triângulo e o círculo em preto, indicam, respectivamente a posição dos testemunhos de [D'Agostini \(2017\)](#) e de [Vicalvi et al. \(1978\)](#).

2.2 Dados adicionais

2.2.1 *Granulometria da fração lamosa*

Para complementar as análises de granulometria da fração grossa dos sedimentos apresentadas previamente, o presente estudo adiciona o detalhamento da granulometria da fração lamosa dos mesmos (grãos com diâmetro $<0,062$ mm). Os sedimentos lamosos que haviam sido recuperados durante a etapa de peneiramento à úmido foram reservados e posteriormente submetidos ao processo de remoção da matéria orgânica por queima com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) à 30%, sob chapa aquecida à $90^\circ C$. O material obtido de cada amostra, já livre dos resíduos produzidos durante a queima, foi encaminhado para análise em um granulômetro de difração à laser, modelo Malvern Mastersizer 2000, no laboratório de sedimentologia da UFES. Os resultados foram emitidos em intervalos de tamanho equivalentes a 0,5 phi, sendo adotada a escala nominal de diâmetro dos grãos de [Wentworth \(1922\)](#).

2.2.2 *Conteúdo elementar de metais*

As análises de concentração elementar de metais (*Fe, Al, Sr, Mn, Na, K; Cr e Zn*) foram realizadas no Laboratório de Geoquímica Ambiental da UFES. Para tal foram separadas alíquotas de cerca de 0,25 g de sedimento macerado da fração total, proveniente de amostras de 1 cm de espessura selecionadas a cada 10 cm ao longo dos 4 testemunhos, totalizando 123 amostras. Cada amostra foi previamente submetida ao processo de Digestão Total conforme preconiza o método 3052, estabelecido pela Agência de Proteção Ambiental dos EUA. As amostras foram colocadas dentro de tubos de teflon, adicionando-se 9 ml de HNO_3 (65%) e 4 ml de HF (4%), permanecendo em repouso por cerca de 2 horas. Posteriormente foram encaminhadas ao micro-ondas para aquecimento durante 15 minutos. Em seguida, adicionou-se 25 ml de H_3BO_3 (4%) para a neutralização do HF, sendo repetido

na sequência o mesmo procedimento de aquecimento. Por fim, as soluções com os metais já digeridos foram filtradas com filtros de papel Whatman nº40, sendo armazenadas em tubos falcon de 50 ml. A título de controle analítico, cada grupo de amostras sob extração era sistematicamente acompanhado por uma amostra “branco” (tubo sem sedimento, contendo somente a adição dos reagentes). O procedimento de extração foi realizado também em 3 réplicas de uma amostra de certificação (#2702, para metais inorgânicos em sedimentos marinhos do Instituto Nacional de Normas e Tecnologia dos Estados Unidos – NIST).

As soluções concentradas com os metais extraídos foram submetidas posteriormente ao processo de diluição, sendo empregada uma solução do Padrão Interno Agilent 1000 1000µg/L (ppb) (*Bi, Ge, In, Sc, Tb, Y e Li*) diluído em HNO₃ (2%). Em tubos falcon foram adicionados 100 µl da mesma, juntamente com 300 µl de cada amostra extraída e 9,6 ml de HNO₃ (2%), totalizando 10 ml. As amostras diluídas foram mantidas sob refrigeração até a leitura dos metais em um sistema de Espectrometria de Massas por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-MS, modelo 7500 da Agilent Technologies ®). O controle de qualidade das análises baseou-se na comparação dos percentuais de recuperação das réplicas da amostra de certificação com aquelas indicadas como ideais pelo fabricante ao utilizar-se o mesmo método de extração. No processamento dos dados, as concentrações de metais lidas nos “brancos” foram descontadas dos valores obtidos nas amostras de cada conjunto de extração.

Além da visualização do conteúdo dos metais maiores *Sr, Fe, Al, Na, K e Mn*, e dos metais traço *Cr e Zn* individualmente ao longo dos testemunhos foram calculadas também as razões entre todos os elementos abordados em relação ao *Sr* como proxy de aporte terrígeno x marinho; assim como as razões entre *K/Fe, K/Al e Na/Al* como proxy para estimar o contexto geral de evolução do intemperismo continental.

2.2.3 Conteúdo geoquímico da matéria orgânica: COT, NT, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$

As análises de conteúdo de carbono orgânico total (COT), nitrogênio total (NT), $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$ foram realizadas pelo Laboratório de Estudos Marinhos e Ambientais (LabMAM), do Departamento de Química da PUC – Rio de Janeiro.

Para tal foram selecionadas alíquotas de 0,5 a 1 g da fração total do sedimento de amostras de 1cm de espessura selecionadas a cada 10 cm ao longo dos 4 testemunhos, totalizando-se 123 amostras. Previamente liofilizadas e maceradas com auxílio de gral e pistilo de ágata, as alíquotas foram submetidas ao processo de eliminação do carbono inorgânico na forma de CaCO_3 adicionando-se 10 ml de HCl (1,0 M), conforme preconizado por [Hedges & Stern \(1984\)](#). Esse processo foi realizado até a completa queima do carbonato de cálcio, sendo o sobrenadante eliminado com água destilada. Posteriormente o material foi submetido à secagem em estufa à 60 C.

Duplicatas de cada amostra, contendo de 5 à 10 mg do sedimento seco e sem CaCO_3 , foram pesadas em cápsulas de estanho e encaminhadas para análise em um Espectrômetro de Massa de Razão Isotópica (IRMS, sistema Delta V da Thermo Scientific®) acoplado a um Analisador Elementar (CHN, sistema Flash EA1112 da Thermo Scientific®) por combustão a seco, sendo gerados conjuntamente os teores de COT e NT e as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$. Os resultados finais de cada parâmetro foram apresentados como o valor médio de leitura das duplicatas de cada amostra \pm desvio padrão. A calibração de leitura do sistema foi realizada com o padrão de certificação IAEA USGS40. A quantificação das razões isotópicas médias foi reportada como o desvio dos teores obtidos em relação à composição do material de certificação adotado (‰), conforme a fórmula abaixo:

$$\delta(\text{‰}) = \left[\frac{R_{\text{Sample}}}{R_{\text{Standard}}} - 1 \right] (1000)$$

Onde δ (‰) representa $\delta^{13}\text{C}$ ou $\delta^{15}\text{N}$, e R_{Sample} e R_{Standard} são as razões isotópicas médias ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ou $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) de cada amostra e do padrão de certificação, respectivamente.

A análise dos dados explorou a razão entre os teores de COT e NT (razão C/N), assim como as relações entre C/N x $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{C}$ x $\delta^{15}\text{C}$ para a compreensão da influência terrestre x influência continental na evolução dos ambientes de sedimentação a partir da origem da matéria orgânica acumulada no sedimento, conforme as abordagens dos trabalhos clássicos de Meyers (1994) e Lamb et al. (1996).

2.3 Análise estatística

Uma análise estatística básica (mínimo, máximo, média, mediana e desvio padrão) foi apresentada para expressar o contraste entre as assinaturas geoquímicas gerais dos sedimentos da base terrígena (teor de CaCO_3 <20%) X do topo carbonático (teor de CaCO_3 >80%), tratando faciologias que se repetem entre os testemunhos como um único conjunto.

Afim de verificar a maneira como as variáveis sedimentológicas e geoquímicas se relacionam, assim como as variáveis geoquímicas orgânicas e inorgânicas relacionam-se entre si em um conjunto de testemunhos com similaridades faciológicas, foi rodado também um teste não paramétrico de Spearman, identificando-se coeficientes de correlação (r) com nível de significância (p) <0,05.

3. Resultados

3.1 Descrição geral e granulometria da fração fina dos testemunhos

Os resultados de detalhamento da granulometria da fração lamosa ao longo dos testemunhos DA03A-04, DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 são apresentados e integrados aos dados sedimentológicos pré-existentes (Capítulo II), respectivamente, nas Figuras 2a, 3a, 4a e 5a.

Nos testemunhos DA04-01 e DA07-02, coletados na região centro-norte da DA, a totalidade das porções basais constituem-se por sedimentos lamosos terrígenos (lama, lama arenosa e lama arenosa ligeiramente cascalhosa) concentrados principalmente entre argilas grossas e siltes finos (>50% do conteúdo das amostras entre 9 a 7 phi), com os teores de CaCO_3 mantendo-se menores que 20%, respectivamente entre ~2,45 - 1,00 m e ~2,88 - 2,20 m. No caso de DA03A-5B, obtido em uma zona intermediária entre a região marginal noroeste e o centro da DA, a mesma constituição lamosa é definida entre ~2,45 - 1,10 m, sendo observado nos ~40 cm basais (~2,45 - 2,85 m) uma variação entre lamas areno-quartzosas e areias quartzosas lamosas na direção do topo.

No testemunho DA03A-04, coletado no interior de um paleocanal fluvial na margem noroeste da DA, o trato terrígeno diferencia-se consideravelmente dos demais, sendo constituído da base ao topo por uma variação entre areias grossas a muito grossas quartzosas lamo-cascalhosas, com grão de quartzo de aspecto anguloso e vítreo entre ~3,30-0,95 m, e areias médias à finas quartzosas lamo-cascalhosas entre ~0,95 - 0,65 m.

Destaca-se que o brusco incremento dos teores de CaCO_3 entre ~20 e ~80%, configurando intervalos de deposição mista nas faixas medianas dos testemunhos DA04-01, DA07-02 e DA03A-5B (respectivamente entre ~1,00-0,70 m, ~2,20-1,85 m e ~1,10-0,60 m), atrela-se à drástica queda dos teores de argilas grossas à siltes finos e ao gradativo incremento dos teores de siltes médios e siltes grossos, que se tornam predominantes nas lamas cascalhosas e lamas areno-cascalhosas bioclásticas das porções superiores dos mesmos.

Dadas as similaridades faciológicas identificadas ao longo dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02, os mesmos serão tratados como um conjunto à parte do testemunho DA03A-04 para a finalidade de apresentação da estatística dos dados geoquímicos, conforme previsto no item 2.3.

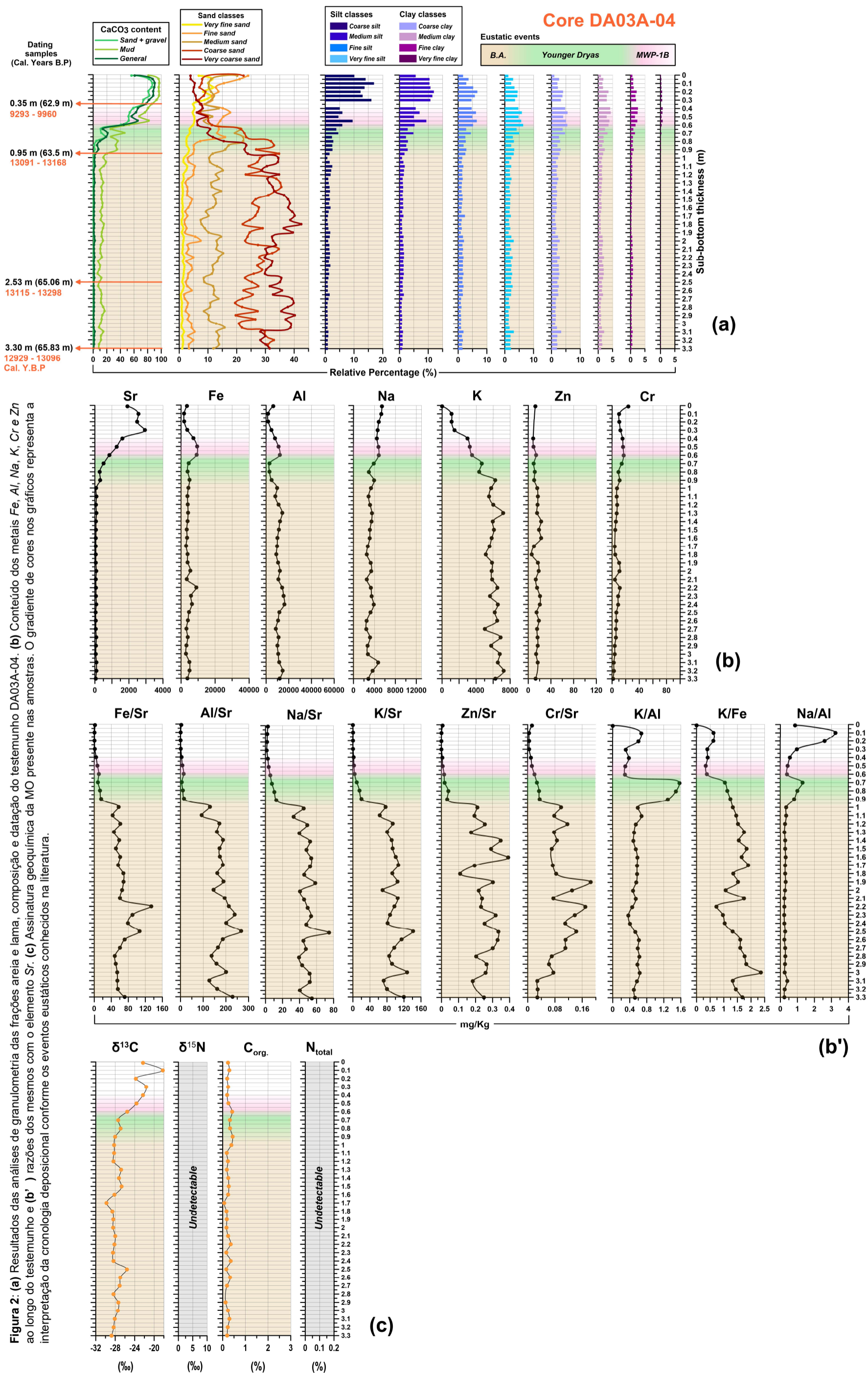


Figura 2: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA03A-04. (b) Conteúdo dos metais Fe, Al, Na, K, Cr e Zn ao longo do testemunho e (b') razões dos mesmos com o elemento Sr. (c) Assinatura geoquímica da MO presente nas amostras. O gradiente de cores nos gráficos representa a interpretação da cronologia deposicional conforme os eventos eustáticos conhecidos na literatura.

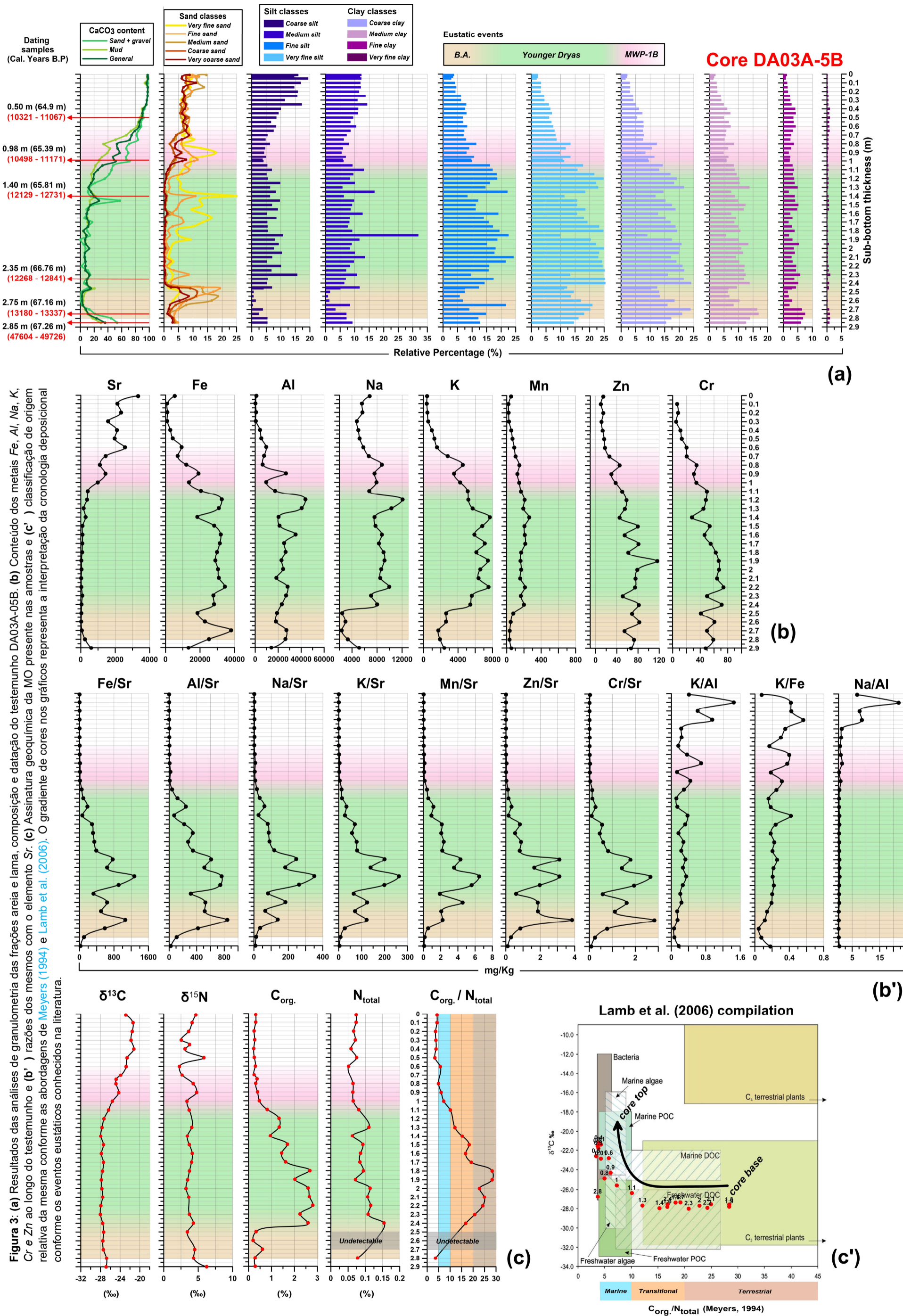
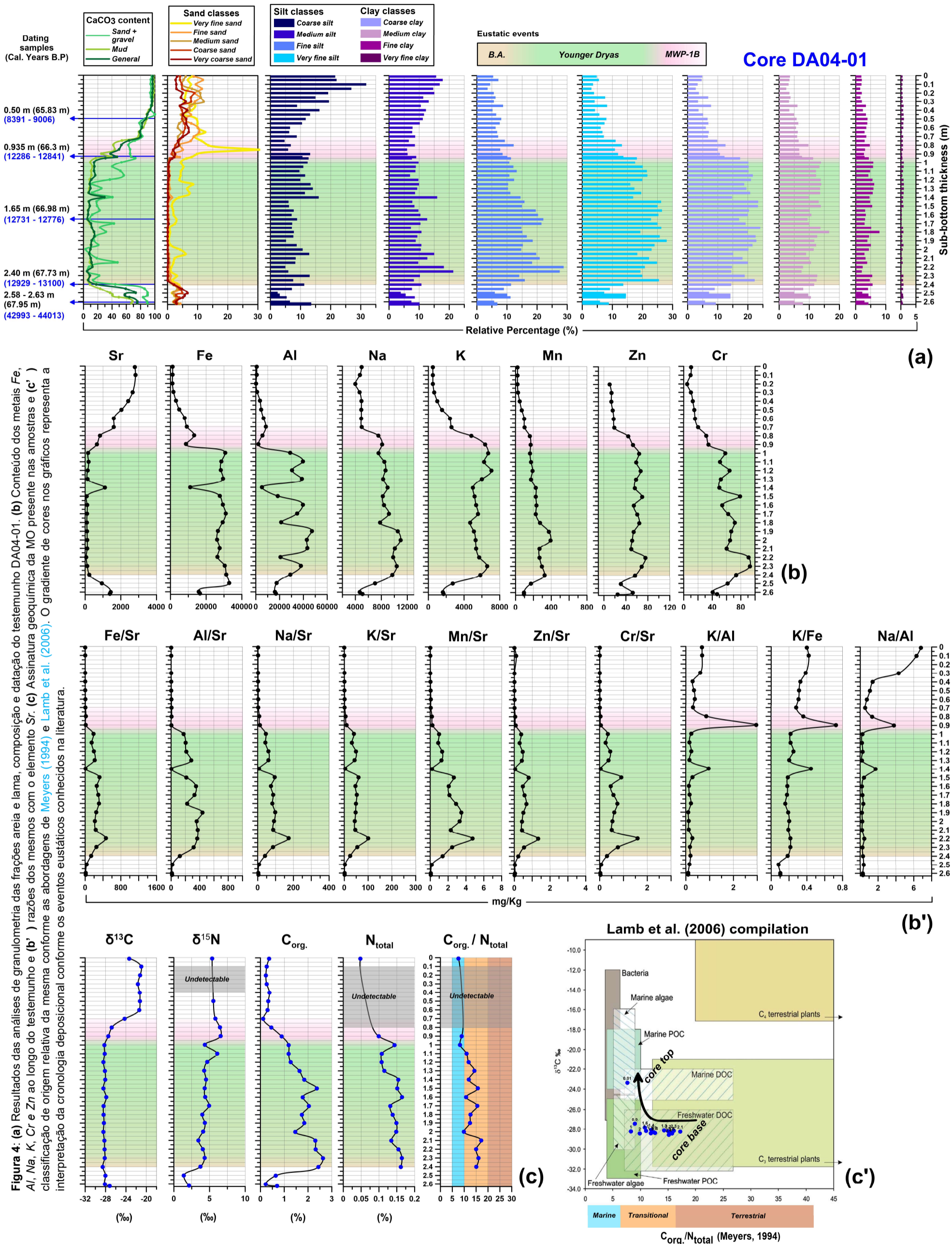


Figura 3: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA03A-05B. (b) Conteúdo dos metais Fe, Al, Na, K, Cr e Zn ao longo do testemunho e (b') razões dos mesmos com o elemento Sr. (c) Assinatura geoquímica da MO presente nas amostras e (c') classificação de origem relativa da mesma conforme as abordagens de Meyers (1994) e Lamb et al. (2006). O gradiente de cores nos gráficos representa a interpretação da cronologia deposicional conforme os eventos eustáticos conhecidos na literatura.



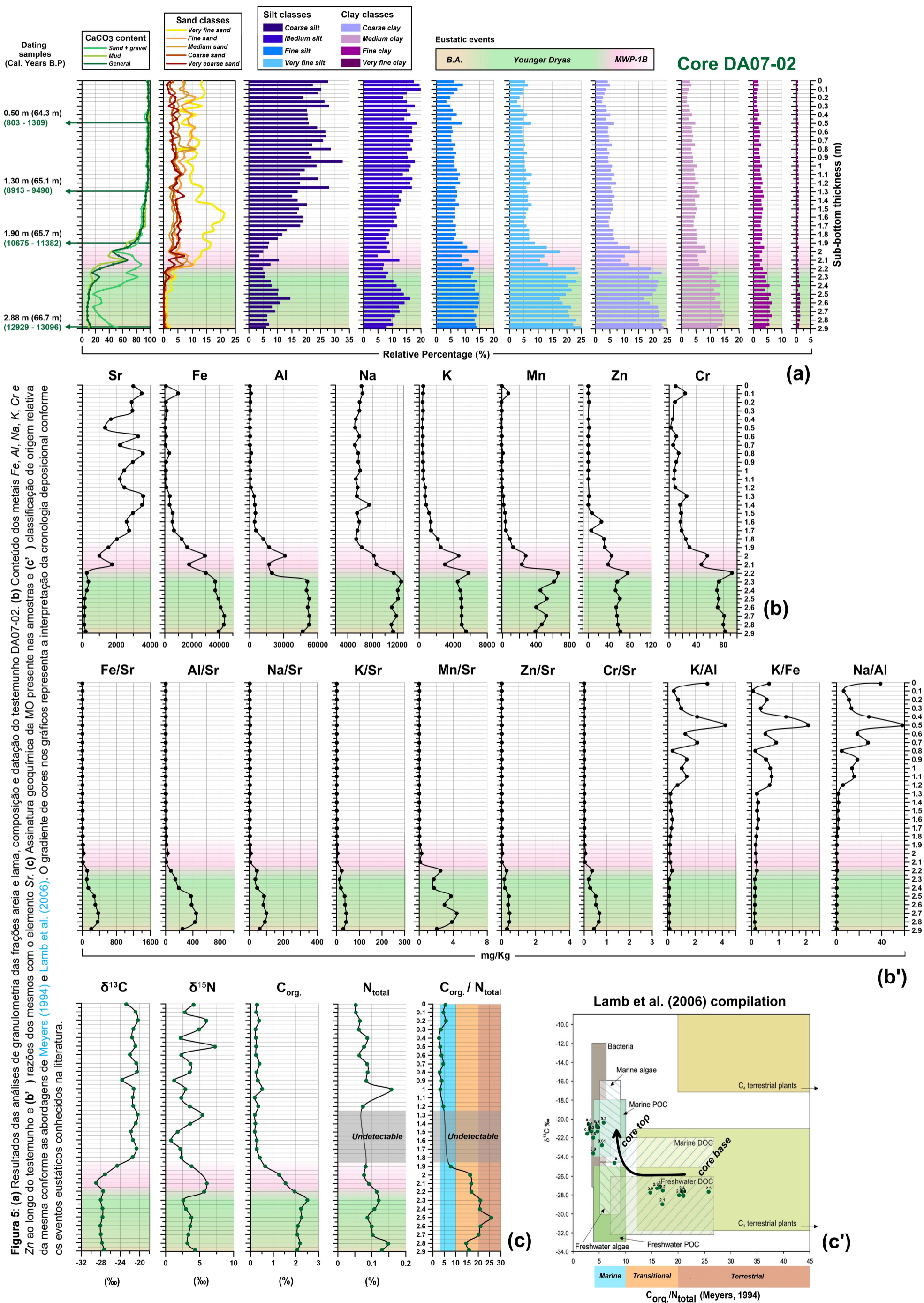


Figura 5: (a) Resultados das análises de granulometria das frações areia e lama, composição e datação do testemunho DA07-02. (b) Conteúdo dos metais Fe, Al, Na, K, Cr e Zn ao longo do testemunho e (b') razões dos mesmos com o elemento Sr. (c) Assinatura geoquímica da MO presente nas amostras e (c') classificação de origem relativa da mesma conforme as abordagens de Meyers (1994) e Lamb et al. (2006). O gradiente de cores nos gráficos representa a interpretação da cronologia deposicional conforme os eventos eustáticos conhecidos na literatura.

3.2 Conteúdo geoquímico dos testemunhos

3.2.1 Metais

Perfis mostrando a variação do conteúdo dos metais *Fe*, *Al*, *Na*, *K*, *Mn*, *Cr* e *Zn*, as razões de concentração dos mesmos em relação ao metal *Sr*, assim como as razões entre *K/Al*, *K/Fe* e *Na/Al* ao longo dos testemunhos DA03A-04, DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 são apresentados, respectivamente, nas Figuras 2b e 2b', 3b e 3b', 4b e 4b'; e 5b e 5b'. Na Tabela 1 é mostrado como os teores e razões dos metais correlacionam-se entre si e com as variáveis sedimentológicas no grupo dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02.

Tabela 1: Coeficientes de correlação (*r*) de *Spearman* entre as variáveis sedimentológicas e geoquímicas, considerando todo o conjunto de amostras dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 (n=87). Em cores estão destacadas as correlações com nível de significância (*p*) <0,05; avermelhadas quando as variáveis se correlacionam negativamente e azuladas quando positivamente. O gradiente de cores (mais claro para mais escuro) define a intensidade da correlação: fraca (<0,5), forte (>0,5) e muito forte (>0,7).

	<i>Sr</i>	<i>Fe</i>	<i>Al</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Mn</i>	<i>Zn</i>	<i>Cr</i>	<i>Fe/Sr</i>	<i>K/Al</i>	<i>K/Fe</i>	<i>Na/Al</i>	$\delta^{15}\text{N}$	$\delta^{13}\text{C}$	<i>TN</i>	<i>TOC</i>	<i>C/N</i>
<i>Sr</i>	1.00																
<i>Fe</i>	-0.78	1.00															
<i>Al</i>	-0.76	0.93	1.00														
<i>Na</i>	-0.52	0.71	0.72	1.00													
<i>K</i>	-0.81	0.81	0.79	0.70	1.00												
<i>Mn</i>	-0.69	0.86	0.87	0.82	0.82	1.00											
<i>Zn</i>	-0.74	0.50	0.47	0.27	0.68	0.42	1.00										
<i>Cr</i>	-0.72	0.59	0.54	0.42	0.68	0.53	0.84	1.00									
<i>Fe/Sr</i>	-0.93	0.88	0.84	0.57	0.84	0.76	0.69	0.73	1.00								
<i>K/Al</i>	0.48	-0.74	-0.83	-0.37	-0.41	-0.60	-0.19	-0.29	-0.62	1.00							
<i>K/Fe</i>	0.36	-0.69	-0.65	-0.29	-0.27	-0.51	-0.12	-0.32	-0.57	0.84	1.00						
<i>Na/Al</i>	0.75	-0.86	-0.94	-0.47	-0.69	-0.72	-0.48	-0.51	-0.83	0.89	0.72	1.00					
$\delta^{15}\text{N}$	-0.16	0.07	0.10	0.12	0.20	0.14	0.32	0.30	0.10	0.02	0.07	-0.09	1.00				
$\delta^{13}\text{C}$	0.77	-0.77	-0.78	-0.67	-0.79	-0.82	-0.57	-0.69	-0.77	0.53	0.42	0.71	-0.20	1.00			
<i>TN</i>	-0.63	0.55	0.57	0.61	0.51	0.62	0.41	0.51	0.58	-0.42	-0.29	-0.53	0.14	-0.69	1.00		
<i>TOC</i>	-0.75	0.77	0.74	0.79	0.78	0.80	0.48	0.57	0.75	-0.40	-0.33	-0.58	0.12	-0.75	0.74	1.00	
<i>C/N</i>	-0.79	0.83	0.71	0.79	0.74	0.76	0.47	0.45	0.83	-0.52	-0.44	-0.62	-0.02	-0.67	0.45	0.90	1.00
<i>CaCO₃</i>	0.93	-0.85	-0.86	-0.59	-0.84	-0.76	-0.65	-0.66	-0.95	0.65	0.51	0.86	-0.12	0.78	-0.64	-0.74	-0.80
<i>Median (phi)</i>	-0.70	0.71	0.72	0.67	0.66	0.65	0.48	0.51	0.70	-0.46	-0.36	-0.63	0.20	-0.65	0.72	0.72	0.66
<i>C. Sand + VC. Sand</i>	0.67	-0.67	-0.69	-0.76	-0.71	-0.69	-0.46	-0.55	-0.67	0.38	0.28	0.55	-0.20	0.72	-0.68	-0.78	-0.69
<i>M. Sand</i>	0.66	-0.73	-0.76	-0.75	-0.77	-0.75	-0.45	-0.54	-0.69	0.47	0.32	0.61	-0.05	0.72	-0.70	-0.74	-0.66
<i>F. Sand + VF. Sand</i>	0.64	-0.64	-0.64	-0.55	-0.53	-0.62	-0.48	-0.59	-0.63	0.50	0.39	0.56	-0.15	0.66	-0.72	-0.63	-0.53
<i>C. Silt</i>	0.69	-0.67	-0.65	-0.36	-0.60	-0.61	-0.52	-0.51	-0.70	0.55	0.49	0.68	-0.12	0.54	-0.25	-0.43	-0.51
<i>M. Silt</i>	0.48	-0.50	-0.49	-0.14	-0.51	-0.42	-0.42	-0.40	-0.51	0.44	0.36	0.56	-0.13	0.39	-0.21	-0.22	-0.33
<i>F. Silt</i>	-0.79	0.76	0.77	0.75	0.81	0.78	0.55	0.58	0.79	-0.45	-0.33	-0.64	0.20	-0.71	0.60	0.77	0.75
<i>VF. Silt</i>	-0.86	0.83	0.85	0.73	0.83	0.80	0.60	0.63	0.86	-0.58	-0.43	-0.77	0.21	-0.77	0.71	0.79	0.73
<i>C. Clay</i>	-0.85	0.85	0.87	0.68	0.81	0.79	0.58	0.61	0.86	-0.63	-0.46	-0.82	0.20	-0.78	0.71	0.76	0.69
<i>M. Clay</i>	-0.82	0.83	0.85	0.60	0.79	0.76	0.58	0.60	0.83	-0.63	-0.46	-0.82	0.16	-0.76	0.67	0.72	0.63
<i>F. Clay</i>	-0.53	0.63	0.68	0.43	0.59	0.61	0.35	0.39	0.56	-0.55	-0.35	-0.63	0.11	-0.58	0.55	0.53	0.49
<i>VF. Clay</i>	0.08	0.11	0.17	0.06	0.00	0.15	-0.20	-0.18	-0.05	-0.23	-0.09	-0.13	-0.02	-0.06	0.24	0.08	0.06
<i>Sand</i>	0.67	-0.73	-0.72	-0.71	-0.66	-0.70	-0.48	-0.57	-0.67	0.47	0.36	0.58	-0.16	0.70	-0.75	-0.76	-0.64
<i>Silt</i>	-0.34	0.32	0.33	0.59	0.34	0.34	0.26	0.32	0.32	-0.07	-0.04	-0.16	0.08	-0.35	0.51	0.56	0.40
<i>Clay</i>	-0.82	0.84	0.86	0.64	0.79	0.78	0.56	0.58	0.83	-0.64	-0.48	-0.82	0.18	-0.76	0.69	0.74	0.66
<i>Mud</i>	-0.66	0.65	0.67	0.72	0.62	0.64	0.45	0.50	0.65	-0.38	-0.29	-0.53	0.16	-0.64	0.76	0.76	0.66

O comportamento geral de concentração do *Fe*, *Al*, *Na*, *K*, *Mn*, *Cr* e *Zn* segue tendências de correlações positivas entre si e com a fração lamosa do sedimento, especialmente associada aos teores de silte fino, silte muito fino, argila grossa e argila média ao longo de todos os testemunhos. Sobretudo nos perfis de concentração do *Fe*, *Al*, *Na* e *K*, é possível identificar inclusive picos de queda e aumento que são reproduzidos também nos dados granulométricos. As maiores concentrações dos metais em questão foram encontradas, portanto, no trato terrígeno (teores de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) de textura lamosa de DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02.

Imediatamente acima do trato terrígeno são observados gradientes de decréscimo das concentrações em direção aos topos. Essa diminuição tende a ocorrer de maneira abrupta no âmbito da faciologia mista, acompanhando o aumento drástico do teor de CaCO_3 verificado entre ~20-80%, e mais gradativamente ao longo da faciologia carbonática (teores de $\text{CaCO}_3 > 80\%$), até serem atingidas concentrações mínimas na extremidade superior dos testemunhos.

A Tabela do Anexo 1 expressa estatisticamente o contraste observado entre as assinaturas de concentração de metais da faciologia terrígena lamosa versus da faciologia carbonática no conjunto dos 3 testemunhos mencionados.

Com exceção do *K*, são observadas concentrações consideravelmente menores dos metais analisados no trato terrígeno de constituição areno-quartzosa lamo-cascalhosa de DA03A-04 em comparação aos demais testemunhos (Tabela do Anexo 2).

O metal *Sr* exhibe comportamento geral de concentração oposto aos demais e correlato ao de teor de CaCO_3 , com valores mínimos e pouco variáveis sendo observados ao longo da faciologia terrígena e brusca inflexão de aumento desde a base da faciologia mista até a base da faciologia carbonática.

Os perfis de razão de concentração entre K/Al , K/Fe e Na/Al mostram um comportamento geral de estabilidade ao longo da faciologia lamosa terrígena dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 (Figuras 3b', 4b' e 5b') com oscilações menores atreladas graficamente à própria variação textural e/ou composicional, dado que incrementos na proporção de areias tendem a aumentar ligeiramente essas razões. No caso de DA03A-04 destaca-se uma maior proporção das concentrações de K em relação às do Fe e ao Al ao longo da faciologia basal arenosa lamo-cascalhosa.

As razões de concentração entre os elementos Fe , Al , Na , K , Mn , Zn e Cr com o elemento Sr destacam o contraste de assinatura geoquímica observado entre as faciologias terrígenas (altos quocientes) e carbonática (quocientes aproximando-se de zero), assim como aumentam a percepção gráfica do gradiente de aumento na concentração de Sr ao longo da sequência terrígena, em direção ao topo da mesma. Essa lista de razões em relação a um denominador comum revela também o comportamento pareado de evolução das concentrações dos elementos maiores e menores/traço em questão durante o processo deposicional da sequência terrígena. Os maiores quocientes foram observados na base dos depósitos lamosos terrígenos de DA03A-5B (~2,20-1,90 m), um dos testemunhos que se encontram mais próximos à margem oeste da DA.

3.2.2 COT, NT, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$

Os resultados das análises de assinatura geoquímica da matéria orgânica (COT, NT, $\delta^{13}C$ e $\delta^{15}N$) ao longo dos testemunhos DA03A-04, DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 são apresentados, respectivamente, nas Figuras 2c, 3c, 4c e 5c. Na Tabela 1 é mostrado como esses parâmetros relacionam-se com as variáveis inorgânicas apresentadas anteriormente, assim como com as sedimentológicas, no grupo dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02.

Nos intervalos do trato terrígeno, em que a granulometria predominante abrange argilas médias à siltes finos, o parâmetro que exhibe maior variação é o COT, correlacionando-se positivamente com as concentrações dos metais estudados exceto em relação ao Sr, com o qual correlaciona-se negativamente (Tabela 1). Sobretudo nos testemunhos DA03A-5B e DA04-01, nos quais houve recuperação máxima do trato terrígeno depositado sobre a superfície cárstica (Capítulo II), observam-se amplos espectros de variação do teor de COT na direção do topo, de ~3,0 à ~1,0%, respectivamente entre ~2,45 - 1,10 m e ~2,45 - 1,00 m (Figuras 3c e 4c). No testemunho DA07-02, no qual recuperou-se apenas a porção superior do trato terrígeno, registra-se uma variação menos ampla entre ~2 à 2,5% (entre ~2,88 – 2,20 m) (Figura 5c). Na base terrígena de textura areno-quartzosa lamo-cascalhosa do testemunho DA03A-04 (entre ~3,30 - 0,65 m), visualmente pobre no conteúdo de matéria orgânica, foram registrados os menores teores de COT, pouco variáveis entre 0,06 e 0,4%. (Figura 2c).

Ao longo dos intervalos de natureza mista do grupo de DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02, nos quais os teores de CaCO_3 variam abruptamente entre ~20 e 80% (respectivamente entre ~1,10 - 0,60 m, ~1,00 - 0,70 m e ~2,20 - 1,85 m), os teores de COT inflexionam-se à valores mínimos (Figuras 3c, 4c e 5c), mantendo-se imediatamente acima estabilizados no geral entre ~0,2 - 0,5% ao longo de todo o comprimento das faciologias carbonáticas (teores de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) (Tabela do Anexo 3).

Os teores de NT apresentam tendência de discreta diminuição entre a base terrígena e o topo carbonático dos testemunhos, oscilando no geral entre ~0,16 e ~0,05% (Tabela do Anexo 3), de maneira indistinta nos segmentos de inflexão dos teores de CaCO_3 (Figuras 3c, 4c e 5c). No caso específico de DA04-01 não foi possível detectar os teores de NT em praticamente toda a faciologia carbonática (Figura 4c).

As concentrações de COT e NT descritas perfazem razões C/N que variam como um gradiente de diminuição entre a base e o topo do conjunto dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02, modificando-se de forma mais ampla dentro do intervalo de ~30-10 ao longo da faciologia lamosa terrígena (Tabela do Anexo 3 e Figuras 3c, 4c e 5c) e menos ampla entre ~10-3 sequencialmente ao longo das faciologias mista e carbonática (Figuras 3c, 4c e 5c).

Ao longo dos segmentos terrígenos lamosos do conjunto de testemunhos citado observa-se relativamente pouca alteração nos teores de $\delta^{13}\text{C}$, que oscilam no geral entre $-26,4$ e $-28,6\text{‰}$. (Tabela do Anexo 3 e Figuras 3c, 4c e 5c). Nos intervalos de sedimentação mista dos mesmos notam-se inflexões abruptas e amplas de aumento dos teores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figuras 3c, 4c e 5c). Imediatamente acima, ao longo das faciologias carbonáticas, os valores estabilizam-se no geral entre $-22,8$ e $-20,4\text{‰}$ (Tabela do Anexo 3 e Figuras 3c, 4c e 5c).

O teor de $\delta^{15}\text{N}$ foi o único parâmetro geoquímico que não se correlacionou significativamente com nenhuma outra variável aqui abordada (Tabela 1). Os dados exibem comportamentos de maior estabilidade ao longo da faciologia terrígena de cada testemunho, variando no geral entre $2,6$ e $6,1\text{‰}$ (Tabela do Anexo 3). Já ao longo das faciologias mistas e carbonáticas, os teores variam de uma maneira instável, sem qualquer padrão de aumento ou diminuição, sendo comum observar *spikes* entre amostras adjacentes, principalmente no caso de DA07-02 (Figura 5c). No caso do testemunho DA04-01 não houve êxito na detecção dos teores de $\delta^{15}\text{N}$ ao longo da faciologia carbonática, assim como observado em relação aos teores de NT, sendo os mesmos obtidos somente em 3 amostras (Figura 4c).

O testemunho DA03A-04 apresentou um comportamento bastante diferenciado dos demais, não sendo possível obter níveis detectáveis dos teores de NT e $\delta^{15}\text{N}$ tanto na porção basal terrígena de composição areno-quartzosa, quanto na porção carbonática (Figura 2c), impossibilitando nesse caso também o cálculo da razão C/N.

4 Discussão

As informações prévias à respeito da faciologia e idade dos depósitos que caracterizam o preenchimento sedimentar pós-UMG da DA (Cetto & Bastos, no prelo – Capítulo II deste documento) integradas aos dados de detalhamento da granulometria da fração lamosa e de conteúdo geoquímico inorgânico e orgânico trazidos aqui, subsidiaram aprimorar o entendimento da evolução paleoambiental no interior dessa importante feição frente à variação do aporte sedimentar e aos eventos de variabilidade climática e eustática que marcaram a transição entre o Pleistoceno Superior e o Holoceno inferior, conforme detalhado abaixo:

4.1 Evolução ambiental da DA entre o final do B-A e o final do YD

4.1.1 Proxies de intemperismo e clima nas faciologias terrígenas

A assinatura metalífera das faciologias terrígenas basais dos testemunhos aqui abordados, sobretudo relacionada em ordem de abundância ao *Fe*, *Al*, *Na*, *K* e *Mn*, reflete a composição mineralógica das litologias predominantes na faixa Orogênica Araçuaí oriental - granitos peraluminosos da suíte G2 e paragnaisses aluminosos a peraluminosos (kinzigíticos) do Complexo Jequiinhonha (Pedrosa-Soares et al. 2007) - drenadas pelas bacias dos Rios Alcobaça, Mucuri, Itaúnas e São Mateus; assim como de depósitos terciários (detríticos gravitacionais e aluvionares) derivados das mesmas e que compõem a Formação Barreiras (Lima et al. 2006). O comportamento evolutivo correlato encontrado entre metais maiores (*Fe*, *Al*, *Na* e *K*) e menores/traço (*Mn*, *Zn* e *Cr*), destacado sobretudo nos perfis de razão em relação ao *Sr* (Figuras 2b', 3b', 4b' e 5b), além de sugerirem proveniência comum durante o processo deposicional corroboram também a confiabilidade das análises realizadas.

Cetto & Bastos (no prelo) (Capítulo II) relacionam as lamas terrígenas basais dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 à fase de instalação de um paleoambiente de

mais baixa hidrodinâmica e favorável ao acúmulo de MO na região central do sistema costeiro da DA, tendo sido depositada, conforme as datações e interpretações dos autores, entre o final do período Bølling-Allerød e o final do Younger Dryas. O comportamento de manutenção de relativamente baixas razões entre K/Al , K/Fe e Na/Al verificado ao longo da referida faciologia nesses testemunhos (Figuras 3b', 4b' e 5b') provavelmente indica uma maior maturidade e intensidade do processo de intemperismo químico nas áreas de proveniência durante aquele período de tempo. Dessa forma haveria a tendência de formação de saprólitos e solos com maiores proporções de minerais neoformados sob maior eliminação de elementos muito móveis (como K e Na) e de retenção de elementos pouco móveis (como Fe e Al) durante o processo de hidrólise e lixiviação, o que seria indicativo de um contexto climático relativamente mais úmido (Toledo et al. 2009, Hu et al. 2013, Babechuk et al. 2014, Clift et al. 2014, Chang et al. 2017).

A evidência do proxy inorgânico aqui proposto alinha-se aos resultados (não publicados) da investigação palinológica conduzida por D'Agostini (2017) ao longo do trato terrígeno lamoso correlato parcialmente recuperado de um testemunho do setor norte da DA (Figura 1). A autora infere a umidade do clima durante a fase de estabelecimento de um ambiente transicional na DA baseado na elevada abundância de elementos associados a comunidades aluviais (vegetação arbustiva de planícies de inundação) e de Floresta Ombrófila (regiões de chuvas intensas, de Mata Atlântica) encontrada ao longo do depósito, sobretudo na extremidade inferior do mesmo, datada entre ~12064-12522 anos A.P (corresponde aproximadamente ao YD inferior-médio).

Essas observações corroboram também os dados geoquímicos de conteúdo da matéria orgânica obtidos aqui na faciologia lamosa terrígena dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 (Tabela do Anexo 3 e Figuras 3c', 4c', 5c', 6c e 6j), que indicam assinaturas compatíveis com as de plantas terrestres vasculares C_3 trazidas pela literatura, ou seja, de

razões C/N relativamente altas (≥ 12), uma vez que são compostas predominantemente por lignina e celulose (pobres no conteúdo de nitrogênio) (Tyson, 1995), aliadas a teores de $\delta^{13}\text{C}$ de $\sim -27\text{‰}$ (O'Leary, 1988; Rullkotter, 2006) ou que variam entre -32 e -21‰ (Deines, 1980); sobrepondo-se ainda com a assinatura de substâncias húmicas alóctones (Carbono Orgânico Dissolvido) derivadas da degradação do fitoplâncton fluvial e das próprias plantas C_3 (entre -26 e -28‰ , conforme Peterson et al. 1994).

A abordagem das razões relativas entre metais muito móveis e pouco móveis como proxies de intemperismo permite conjecturar também que a deposição das areias quartzosas lamocascalhosas da base do testemunho DA03A-04, que remontam à uma fase anterior de afogamento e preenchimento dos vales incisos que chegavam à DA durante o Bølling-Allerød Médio/Superior (Cetto & Bastos, no prelo), poderia se dar provavelmente em um contexto climático relativamente mais seco, já que ao longo dessa faciologia observam-se proporções aumentadas das concentrações de *K* em relação ao *Fe* (Figura 2b'). Nesse caso específico, a própria característica dos grãos de quartzo do depósito, de aspecto vítreo e anguloso, poderia remeter a um ambiente mais seco, com rios de menor competência para o transporte e maior retrabalhamento dos grãos.

Apesar de essas considerações serem feitas aqui de maneira ponderada, considerando-se faciologias terrígenas relativamente homogêneas de forma a minimizar a influência da variação textural e composicional no comportamento das razões elementares, é importante salientar, no entanto, que seriam necessárias análises complementares de outros proxies, como a própria quantificação direta dos tipos de argilo-minerais, que indicariam mais claramente o contexto de intemperismo continental (ex. caolinita x ilita). Além disso, deve-se considerar que a resolução vertical das análises (a cada 10 cm) deva fornecer somente uma tendência climática geral, excluindo possíveis oscilações de curta duração porventura existentes.

Ainda que possivelmente influenciados por componentes locais, o que geralmente está relacionado à particularidades da geologia, topografia e regime hidrológico das regiões de proveniência (Govin et al. 2014), os resultados aqui apresentados parecem refletir, em primeira instância, variações climáticas do final do Pleistoceno de escala milenar e de repercussão global (Strikis & Novelo, 2014), desencadeadas pela queda/aumento de velocidade e eficiência da Corrente de Circulação Meridional do Atlântico Norte (AMOC) ao promover o resfriamento/aquecimento da região do Atlântico Norte (Mulitza et al. 2017; Ng et al. 2018). Diante do gradiente de temperatura formado com esse mecanismo, a Zona de Convergência Inter-hemisférica (ITCZ) acaba se deslocamento mais ao sul/mais ao norte, conduzindo o posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) de modo a fortalecer/enfraquecer o Sistema Sul Americano de Monções (SAMS), responsável por distribuir a umidade da Amazônia para as demais regiões do país (Strikis & Novelo, 2014; Cruz et al. 2005; Novello et al. 2017, Deininger et al. 2020).

Com esse conjunto de processos, o clima no Brasil como um todo teria sido de fato mais seco durante os eventos quentes do Hemisfério Norte (como o Bølling - Allerød), ao passo que seria mais úmido durante os eventos de resfriamento como o Younger Dryas (e Heinrich Event 1), como evidenciado ao se comparar os dados de $\delta^{18}\text{O}$ das camadas de gelo da Groenlândia (North Greenland Ice Core Project members, 2004) aos registros de paleoprecipitação ($\delta^{18}\text{O}$) de alta resolução obtidos em espeleotemas por Novello et al. (2017) na região centro-oeste do país (Figura 6b). Tendências semelhantes a essas, que corroboram as assinaturas geoquímicas/cronológicas aqui apresentadas (Figuras 6c à 6f), são reproduzidas também em espeleotemas nos estados de Goiás (Stumpf, 2019), Santa Catarina (Cruz et al. 2005, 2006) e Bahia (Barreto, 2010). Em investigações sobre a evolução temporal dos aportes terrígenos fluviais nas margens continentais norte e nordeste do Brasil, sob influência principal dos Rios Amazonas e Parnaíba, esses padrões relativos ao B – A e

ao YD traduzem-se, respectivamente, como consistentes intervalos de redução e aumento das taxas de sedimentação e de razões elementares como Ti/Ca , Fe/Ca (exemplo na Figura 6c), Fe/K e Al/Si (Arz et al. 1998; Jaeschke et al. 2007; Nace et al. 2014; Zhang et al. 2015; Mulitza et al. 2017, Bouimetarhan et al. 2018 e Piacsek et al. 2021). A umidade climática do YD é inferida também nos dados de Al/Si da margem continental sul do país, sob influência do Rio da Prata (Chiessi et al. 2010), assim como em registros palinológicos da margem continental nordeste (Piacsek et al. 2021; Bouimetarhan et al. 2018) e de regiões serranas dos estados do Rio de Janeiro (Behling et al. 2007; Behling & Safford, 2010) e Santa Catarina (Behling & Oliveira, 2017).

4.1.2 Proxies de variação do nível do mar na faciologia terrígena lamosa (fase lagunar estuarina)

Os comportamentos evolutivos das razões entre metais associados ao aporte terrígeno (Fe , Al , Na , K , Mn , Zn e Cr) e o Sr - um dos principais elementos vinculados à produção carbonática biogênica (Dias, 2000; Meldrum, 2003; Ulrich et al. 2021) - (Figuras 3b', 4b', 5b' e 6f), assim como a gradação das assinaturas geoquímicas da MO (Figuras 3c, 4c, 5c, 6h e 6l), observadas entre a base e o topo das lamas terrígenas de DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02, basicamente sugerem um gradativo incremento da influência marinha no interior da DA no decorrer do YD, em contraponto à estável e significativa contribuição continental inferida para o período.

Na porção basal do depósito terrígeno lamoso dos testemunhos DA03A-5B e DA07-02, localizados em setores marginais que estariam mais sujeitos à influência continental adjacente durante o YD inferior (Figura 1), foram obtidos altos quocientes das razões com o Sr , juntamente com valores de razão C/N superiores à 20, que qualificam os aportes de MO como de predominante origem terrestre, conforme a classificação de Meyers (1994);

relacionando-se principalmente à produção primária de vegetais superiores que é empobrecida em nitrogênio. Nesses testemunhos o gradiente de redução dos valores de razão C/N de 20 à 10 em direção ao topo da deposição lamosa terrígena seria indicativo de uma situação transicional, conforme a abordagem do mesmo autor, em que o ambiente evoluiria em direção ao YD superior recebendo os aportes de MO vegetal continental misturados cada vez mais aos aportes oriundos da produção primária fitoplanctônica, que é enriquecida em proteínas/nitrogênio (razões C/N entre 4-10). No caso do testemunho DA-04-01, representativo da sequência pós-UMG completa depositada sobre a superfície cárstica no centro da DA, a assinatura intermediária (razão C/N de 20 à 10) ocorre desde a base do depósito lamoso (cota ~68 m), provavelmente porque esse setor tenha evoluído morfologicamente ainda durante o YD inferior como o eixo central-proximal do corpo aquoso (*central basin*, Dalrymple et al. 1992), mantendo-se relativamente mais afastado da deposição vegetal das margens e propenso à maior mistura dos diferentes tipos de aporte de MO, quando comparado à DA03A-5B e DA07-02.

A redução da razão C/N em direção ao topo da faciologia lamosa terrígena se dá juntamente com o aumento do sinal do Sr (redução das razões com Sr à valores mínimos) nos testemunhos mencionados, relacionando-se diretamente à crescente ocorrência acessória no sedimento de espécimes mixoalinas que fixam CaCO_3 em conchas e carapaças (ex. Silva & Debacher, 2010; Martinez et al. 2013; Machado et al. 2018). Isso é claramente evidenciado pela presença de conchas de moluscos bivalves (inteiras e bem preservadas) desde a base do depósito (compondo inclusive a maioria do material que foi submetido à datação), sendo traduzido também pela tendência geral de aumento e dos picos observados nos dados de teor de CaCO_3 na fração areno-cascalhosa do sedimento (Figuras 3a, 4a e 5a).

Diante do exposto, e considerando que o pacote lamoso terrígeno dos testemunhos DA03A-5B, DA07-02 e DA04-01 são lateral e cronologicamente correlacionáveis, acredita-se então

que a DA tenha se configurado como um ambiente de natureza lagunar-estuarina desde o YD inferior, ampliando-se cada vez mais em direção às áreas marginais à medida que houve um gradativo aumento do nível do mar (e de influência do regime de micro-marés da região em direção ao interior do sistema) até o YD superior.

É importante salientar, no entanto, que a evolução dessa fase lagunar-estuarina da DA (ao menos nas porções centro-norte e centro-noroeste) ocorreria sob a preponderância dos aportes de MO e sedimentos de origem continental, até mesmo durante o clímax desse processo de incursão marinha ao final do YD, tal como sugeriram as próprias assinaturas metalíferas empregadas como proxies de intemperismo e de origem da MO baseada em $C_{Org.}/N_{total} \times \delta^{13}C$, já abordadas no item 4.1.1. Essas últimas, inclusive, se assemelham às obtidas por [Goñi et al. \(2003\)](#) ao analisar sedimentos da porção proximal da atual Baía de Winyah, na Carolina do Sul – EUA, justamente dominada pela influência fluvial e por aportes orgânicos de plantas C_3 de acordo com os autores.

As assinaturas de $\delta^{15}N$, com valores intermediários ao redor de $\sim 4\text{‰}$, também corroboram que o material orgânico originário de plantas C_3 ($\delta^{15}N \sim 0\text{-}2\text{‰}$) se misturou ao do fitoplâncton estuarino-marinho ($\delta^{15}N \sim 6\text{-}10\text{‰}$) durante a deposição da faciologia terrígena lamosa; contudo, a análise conjunta das mesmas com as assinaturas de $\delta^{13}C$ ($\sim 28\text{‰}$) deixa claro o maior controle e preponderância dos aportes de carbono orgânico provenientes dos vegetais superiores para o sistema lagunar-estuarino (Figura 6m). Composições isotópicas de $\delta^{13}C \times \delta^{15}N$ similares foram obtidas por [França et al. \(2015\)](#) ao reconhecer um paleo-estuário com vegetação de manguezal ($\sim 5250\text{-}7550$ anos A.P) na estratigrafia da planície deltaica do Rio Doce (norte do ES – Brasil); e por [Cloern et al. \(2002\)](#) na investigação das fontes de produtividade primária em áreas de maior dominância fluvial da atual Baía de São Francisco – EUA.

Esse panorama evolutivo é fortemente embasado também pelas análises de bioestratigrafia de foraminíferos de outros 2 testemunhos obtidos previamente na DA por [Vicalvi et al. \(1978\)](#) e [D'Agostini \(2017\)](#) (Figuras 1 e 6b), que apontam o predomínio de gêneros bentônicos típicos de ambientes mixoalinos (*Ammonia* e *Elphidium* – salinidades de 10-24‰) ao longo do depósito lamoso terrígeno basal (recuperado em ambos os casos até YD médio-inferior), sendo observado ainda o aparecimento em direção à porção superior do mesmo de espécies planctônicas características de ambiente marinho.

A gradativa transformação do sistema costeiro da DA ao longo do YD ocorre justamente em um cenário de redução das taxas de subida do nível do mar global (*stillstand*) identificado nas curvas propostas por [Lambeck et al. \(2014\)](#), [Blanchon \(2011 a,b\)](#) e [Abdul et al. \(2016\)](#), empregando-se principalmente registros estratigráficos de recifes de coral da região caribenha para a definição do período (Figura 6b). A taxa de ~4 mm/ano estimada por [Abdul et al \(2006\)](#) para o final do YD, por exemplo, permite dimensionar que de fato a subida do nível do mar ao longo do período talvez não fosse suficiente para desencadear o afogamento do sistema costeiro lagunar-estuarino, mas sim a adaptação e construção do mesmo frente à relativamente lenta modificação do nível de base e à predominância do aporte terrígeno, à ponto de serem formadas, inclusive, feições deposicionais como *sand spits/sand ribbons* e ilhas barreiras nas áreas de desembocadura, como as mapeadas por [Cetto et al. \(2021\)](#) (Capítulo I).

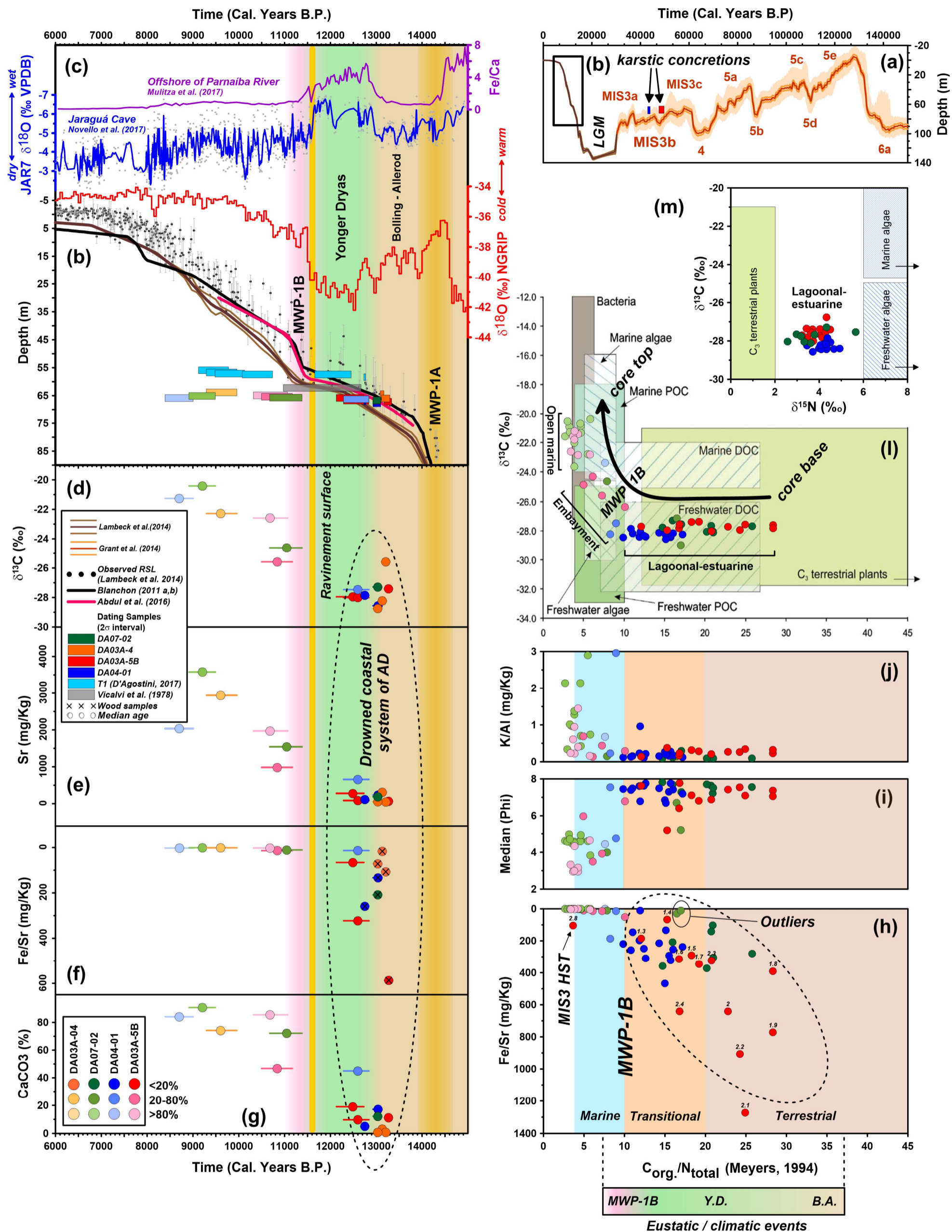


Figura 6: Sumário de evolução das assinaturas geoquímicas orgânicas e inorgânicas da sequência de preenchimento sedimentar da DA no contexto dos eventos eustáticos/paleoclimáticos do final do Pleistoceno e início do Holoceno. **(a)** Gráfico idade x prof. com destaque para a curva de variação do nível do mar de Grant et al. (2014) relativa aos últimos 150 mil anos, os estágios isotópicos marinhos do oxigênio (MIS) e a plotagem dos intervalos 2σ das idades das amostras de concreções carbonáticas obtidas na base dos testemunhos DA03A-5B e DA04-01. **(b)** Gráfico idade x profundidade, com a representação dos intervalos 2σ de todas as idades obtidas ao longo dos 4 testemunhos diante das curvas de variação do nível do mar de Lambeck et al. (2014), Blanchon (2011 a,b) e Abdul et al. (2016). **(c)** dados $\delta^{18}O$ NGRIP (North Greenland Ice Core Project members, 2004), $\delta^{18}O$ de estalagmite da Caverna Jaraguá - Mato grosso do Sul (Novello et al. 2017) e razão Fe/Ca da margem continental nordeste (Mulltza et al. 2017). De **(d)** a **(g)** gráficos de idade x conteúdo de $\delta^{13}C$, idade x concentração de Sr, idade x razão das concentrações entre Fe/Sr e idade x teor de CaCO₃ das amostras datadas (idades a partir de Cetto & Bastos (no prelo)). De **(h)** a **(j)** gráficos C_{org}/N_{total} x Fe/Sr, C_{org}/N_{total} x Mediana da granulometria, C_{org}/N_{total} x K/AI dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02, com classificação do ambiente de origem da MO conforme Meyers (1994). **(l)** Gráfico C_{org}/N_{total} x $\delta^{13}C$ dos mesmos com a classificação de origem da MO proposta por Lamb et al. (2006). **(m)** Gráfico $\delta^{13}C$ x $\delta^{15}N$ referente à faciologia lamosa terrígena.

4.2 Evolução ambiental da DA do Holoceno Inferior ao atual

4.2.1 *Proxies de intemperismo e variação do nível do mar nas faciologias mista (fase embaçamento) e carbonática (fase marinha aberta)*

A modificação da faciologia e das assinaturas inorgânicas e orgânicas observadas imediatamente acima dos depósitos lamosos terrígenos dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02 apontam basicamente que após o final do YD o sistema lagunar-estuarino da DA foi submetido à um processo de brusca intensificação da influência marinha no decorrer da fase inicial do Holoceno Inferior, corroborando-se as interpretações estabelecidas previamente sobre o afogamento do mesmo (Capítulos I e II). Destaca-se ainda que essa transição evolutiva provavelmente ocorreria em um cenário de redução e de modificação dos aportes fluviais para a região costeira, como reflexo de uma tendência regional de relativamente maior aridez climática durante o Holoceno Inferior.

Os gradientes de aumento dos teores de $\delta^{13}\text{C}$ entre ~ -28 e $\sim -24\%$ e de redução da razão C/N entre ~ 10 e ~ 4 , verificados da base ao topo das lamas areno-cascalhosas mistas (concomitantes aos aumentos da concentração de Sr e do teor geral de CaCO_3 entre ~ 20 e $\sim 80\%$ ao longo das mesmas), evidenciam drástica ampliação da influência marinha no interior da DA no decorrer da fase inicial do Holoceno Inferior, com brusca substituição do dominante fornecimento de MO originário de plantas C_3 , que havia perdurado até o final do YD, por aportes baseados na produtividade primária fitoplanctônica estuarino-marinha (Meyers et al. 1994, 1997; Tyson, 1995; Wilson et al. 2005). O aumento nos teores de $\delta^{13}\text{C}$, que traduzem o incremento da influência marinha em direção ao topo da faciologia mista, podem ser explicados pelo contraste de disponibilidade de carbono inorgânico para assimilação fitoplanctônica observadas entre ambientes dulcícolas e marinhos (Benedict et al. 1980). Como a razão entre as quantidades de bicarbonato (HCO_3^-) e CO_2 dissolvido depende do pH, a água do mar tende a ter maior depleção de CO_2 em comparação às águas

fluviais, o que acaba induzindo um maior consumo de HCO_3^- por parte do fitoplâncton no ambiente marinho (Lamb et al. 2006). Sendo o CO_2 dissolvido definido por teores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$ ($\sim -8\text{‰}$ em equilíbrio com o CO_2 atmosférico) em relação ao HCO_3^- ($\sim 0\text{‰}$) (Keeley & Sandquist, 1992), os valores das assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ tendem a ser de fato maiores na direção marinha do gradiente ambiental.

A drástica alteração das assinaturas geoquímicas integrada à distribuição das idades, obtidas entre as lamas terrígenas (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) e as lamas areno-cascalhosas mistas (teor de CaCO_3 entre 20-80%), corrobora a interpretação estabelecida por Cetto & Bastos (no prelo) (Capítulo II), de que o afogamento da fase lagunar-estuarina da DA se deu em função do pulso de degelo MWP-1B (Figura 6b). Relacionado à efetiva retomada dos processos de aquecimento e deglaciação no HN imediatamente após o final do YD, o rápido incremento do nível de base relacionado ao evento (14 ± 2 m em ~ 400 anos, segundo Abdul et al. 2016) teria desencadeado a abrupta submersão de amplas áreas marginais de menor gradiente da DA, sobretudo em direção aos limites norte e noroeste dessa feição; formando-se um ambiente similar a um embaiamento à medida que a comunicação marinha através dos Canais Besnard Leste e Oeste fosse ampliada no decorrer da fase inicial do Holoceno Inferior.

O padrão de ligeiro aumento notado nos perfis de razão de concentração entre K/Al e K/Fe , desde a base da faciologia mista até o limite dos topos dos testemunhos em que se identifica algum traço de sedimentação terrígena, poderia expressar uma possível redução dos aportes fluviais e do intemperismo químico no continente adjacente. Isso provavelmente seria indício de que na área estudada a drástica alteração do nível de base relacionada ao MWP-1B poderia estar acoplada à reversão paleoclimática documentada na América do Sul na transição YD (úmido) – Holoceno Inferior (árido), em que a retomada do aquecimento no Atlântico Norte provocaria o deslocamento da ZCIT ao norte com o consequente

enfraquecimento do SMSA (Striks & Novello, 2014; Novello et al. 2017; Wang et al. 2017; Deininger et al. 2020). A tendência de aridez climática no decorrer do Holoceno inferior desencadeada nesse processo é suportada, por exemplo, nos registros de paleopluviosidade de espeleotemas das regiões centro-oeste (Novello et al. 2017), sul (Cruz et al. 2005; 2007; Bernal et al 2016) e ocidental amazônica (Cheng et al. 2013); assim como em registros palinológicos continentais que apontam geralmente o enriquecimento na porcentagem de vegetação de campos (principalmente gramíneas) em detrimento da vegetação de Mata Atlântica (árvores e arbustos) nas regiões sul e sudeste do Brasil (ex. Behling & Safford, 2010; Behling & Oliveira, 2017). Somado à própria transgressão da linha de costa, tal cenário também ajudaria a explicar, portanto, a abrupta diminuição do fornecimento de matéria orgânica originária de plantas C₃ logo após o YD, no decorrer da fase de implantação de um embaiamento na DA no início do Holoceno Inferior.

No momento em que a conformação reentrante da linha de costa que definiu esse embaiamento foi abandonada após o MWP-1B, quando o nível do mar atingiu cerca de 40 m abaixo do nível atual, a região central da DA já se encontraria à cerca de ~25 m abaixo do nível do mar, passando então a ser submetida à um regime de plataforma continental aberta, de deposição sedimentar essencialmente baseada na produção carbonática biogênica, que permanece em curso até os dias atuais (Cetto & Bastos, no prelo) (Capítulo II). De maneira condizente com o estabelecimento dessa fase de total influência marinha, as assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ (entre -24 e -20‰) e de razão C/N (entre ~6 e ~3) sugerem o fitoplâncton/material particulado marinho e/ou as bactérias (Heines, 1976; Meyers, 1994; Tyson, 1995; Lamb et al. 2003) como as predominantes fontes de matéria orgânica durante a deposição da facies carbonática. Especificamente na área de estudo, a redução da razão C/N nesta fase pode relacionar-se também ao importante papel na fixação do nitrogênio desempenhado pelas esteiras de cianobactérias bentônicas, que comumente se

desenvolvem sobre substratos rígidos e/ou fundos sedimentares cascalhosos em ambientes carbonáticos (Bell et al. 1999; Ribeiro et al. 2020).

5 Conclusões

As análises multi-proxy trazidas aqui, à luz das informações faciológicas e geocronológicas apresentadas previamente e das tendências regionais trazidas pela literatura, sugerem que a evolução pós-UMG da DA, estendida à plataforma continental leste brasileira, foi diretamente influenciada pelos eventos eustáticos desencadeados no HN, exibindo concomitantemente respostas paleoclimáticas reversas às daquela região, segundo um padrão geral típico esperado para a América do Sul.

A deposição das faciologias terrígenas quartzo-arenosas relacionadas à fase de afogamento fluvial da DA se deu, provavelmente, em um contexto climático relativamente mais seco no final do B-A.

A fase lagunar da DA instaurou-se em um contexto climático mais úmido e de redução das taxas de subida do nível do mar ao longo do YD, sujeito à predominância de aportes de matéria orgânica vegetal e de sedimentos lamosos de origem continental (argilas grossas a siltes finos); assim como sob a secundária (mas gradativamente crescente) influência marinha que conferiu uma natureza estuarina para o sistema costeiro no decorrer daquele período.

O afogamento do sistema lagunar-estuarino, já anteriormente atribuído ao MWP-1B (Capítulo II), é fortemente corroborado pela abrupta modificação das assinaturas geoquímicas orgânicas observadas imediatamente acima da faciologia lamosa terrígena, apontando claramente um gradiente de aumento substancial dos aportes de MO marinha no período correspondente ao evento; relacionando-se diretamente ao incremento da conexão

através dos canais Besnard e ao desenvolvimento de um embaiamento na DA no decorrer da fase inicial do Holoceno Inferior.

As assinaturas geoquímicas inorgânicas observadas imediatamente acima da faciologia lamosa terrígena adicionam que a brusca elevação eustática relacionada ao MWP-1B provavelmente tenha se acoplado à reversão paleoclimática observada na transição entre o YD e o Holoceno Inferior, sentida na América do Sul de uma maneira geral como a transição de um clima úmido para um clima relativamente mais seco. Tal contexto de maior aridez climática no decorrer do Holoceno Inferior provavelmente estaria relacionada à drástica queda do fornecimento de matéria orgânica originária de plantas C₃ e à diminuição dos aportes fluviais na fase de embaiamento

Na faciologia carbonática, que encerra a estratigrafia pós-UMG da DA, foram obtidas assinaturas orgânicas previsíveis de um ambiente de plataforma aberta baseadas principalmente na produtividade primária marinha.

Anexos

Anexo 1: Tabela mostrando o contraste observado entre as assinaturas de concentração de metais dos depósitos terrígenos lamosos (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) X dos depósitos carbonáticos (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) considerando-se o conjunto dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02. A estatística das concentrações na faciologia terrígena refere-se, respectivamente, aos intervalos ~2,45 - 1,10 m, ~2,45 - 1,00 m e ~2,88 - 2,20 m; a da faciologia carbonática refere-se, respectivamente, aos intervalos ~0,60 - 0,10 m, ~0,70 - 0,10 m e ~1,85 - 0,10 m. O sedimento é descrito de acordo com o range de variação dos diâmetros médios¹, classificação textural conforme Folk (1954)² e faciológica conforme Larsonneur (1977) modificada por Dias (1996)³.

Sedimentary facies		Metal signature (mg/Kg) - cores DA03A-5B, DA04-01 and DA07-02								
1: Medium silt to fine sand 2: Gravelly mud Slightly gravelly sandy mud Gravelly muddy sand 3: Sandy calcareous mud (LB2b)	$\text{CaCO}_3 > 80\%$	Statistics	Sr	Fe	Al	Na	K	Mn	Zn	Cr
		<i>Min.</i>	1337	182	90	3986	371	0	0	3
		<i>Max.</i>	3580	12409	11984	7444	2430	97	30	25
		<i>Average</i>	2509	3295	2693	5426	836	29	9	12
		<i>Median</i>	2465	1694	1022	5450	535	22	8	11
<i>Std. Dev.</i>	626	3273	3061	632	559	31	9	6		
1: Very fine silt to fine silt 2: Mud Slightly gravelly sandy mud Sandy mud Slightly gravelly mud 3: Terrigenous mud (LL1c)	$\text{CaCO}_3 < 20\%$	<i>Min.</i>	24	11146	5186	6779	4533	157	46	28
		<i>Max.</i>	1111	43747	52619	12617	7700	658	117	93
		<i>Average</i>	172	30549	33210	9536	5816	285	63	65
		<i>Median</i>	119	30183	30483	9186	5608	228	59	65
		<i>Std. Dev.</i>	184	6325	12554	1594	857	135	13	14

Anexo 2: Assinaturas de concentração de metais dos depósitos areno-quartzosos lamo-cascalhosos (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) X dos depósitos carbonáticos (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) do testemunho DA03-04. A estatística da faciologia terrígena nesse caso refere-se ao intervalo ~3,30-0,65 m e da faciologia carbonática ao intervalo ~0,30-0,10 m. As células vazias referem-se a dados espúrios não utilizados. O sedimento é descrito de acordo com o range de variação dos diâmetros médios¹, classificação textural conforme Folk (1954)² e faciológica conforme Larsonneur (1977) modificada por Dias (1996)³.

Sedimentary facies		Metal signature (mg/Kg) - core DA03A-04								
1: Very fine sand to fine sand 2: Gravelly muddy sand Slightly gravelly muddy sand 3: Sandy calcareous mud (LB2b)	$\text{CaCO}_3 > 80\%$	Statistics	Sr	Fe	Al	Na	K	Mn	Zn	Cr
		<i>Min.</i>	2483	1760	1634	4620	1096	-	-	10
		<i>Max.</i>	2939	3628	4711	5291	1457	-	-	12
		<i>Average</i>	2660	2400	2734	4915	1225	-	-	11
		<i>Median</i>	2558	1812	1857	4835	1123	-	-	11
<i>Std. Dev.</i>	245	1064	1716	343	201	-	-	1		
1: Very coarse sand to fine sand 2: Gravelly muddy sand Gravelly sand Slightly gravelly muddy sand 3: Lithocl. medium sand (AL1d) Lithocl. sand with granule (AL1b) Terrigenous sandy mud (LL1a)	$\text{CaCO}_3 < 20\%$	<i>Min.</i>	44	2869	2934	2450	4368	-	6	1
		<i>Max.</i>	513	8927	16200	4700	7240	-	23	14
		<i>Average</i>	100	4298	10600	3206	5993	-	16	7
		<i>Median</i>	65	3887	10850	3167	5958	-	16	6
		<i>Std. Dev.</i>	104	1266	3237	522	692	-	4	3

Anexo 3: Assinaturas geoquímicas (teores de Carbono Orgânico Total, Nitrogênio Total, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{15}\text{N}$) da matéria orgânica presente nos depósitos terrígenos lamosos (teor de $\text{CaCO}_3 < 20\%$) X dos depósitos carbonáticos (teor de $\text{CaCO}_3 > 80\%$) no conjunto dos testemunhos DA03A-5B, DA04-01 e DA07-02. A estatística da faciologia terrígena lamosa refere-se, respectivamente, aos intervalos ~2,45 - 1,10 m, ~2,45 - 1,00 m e ~2,88 - 2,20 m; a da faciologia carbonática refere-se, respectivamente, aos intervalos ~0,60 - 0,10 m, ~0,70 - 0,10 m e ~1,85 - 0,10 m. O sedimento é descrito de acordo com o range de variação dos diâmetros médios¹, classificação textural conforme Folk (1954)² e faciológica conforme Larssonneur (1977) modificada por Dias (1996)³.

Sedimentary facies		Geochem. sign. of OM - cores DA03A-5B, DA04-01 and DA07-02					
		Statistic	TOC (%)	TN (%)	C/N	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{15}\text{N}$ (‰)
1: Medium silt to fine sand 2: Gravelly mud Slightly gravelly sandy mud Gravelly muddy sand 3: Sandy calcareous mud (LB2b)	CaCO ₃ > 80%	<i>Min.</i>	0,18	0,05	2,7	-22,8	0,8
		<i>Max.</i>	0,51	0,16	5,8	-20,4	7,2
		<i>Average</i>	0,28	0,08	4,0	-21,3	3,5
		<i>Median</i>	0,26	0,07	3,8	-21,3	3,5
		<i>Std. Dev.</i>	0,08	0,02	0,9	0,6	1,5
1: Very fine silt to fine silt 2: Mud Slightly gravelly sandy mud Sandy mud Slightly gravelly mud 3: Terrigenous mud (LL1c)	CaCO ₃ < 20%	<i>Min.</i>	0,81	0,06	8,3	-28,6	2,6
		<i>Max.</i>	2,80	0,16	28,3	-26,4	6,1
		<i>Average</i>	1,95	0,12	17,0	-27,9	4,0
		<i>Median</i>	2,04	0,11	16,0	-28,0	4,0
		<i>Std. Dev.</i>	0,52	0,03	5,2	0,4	0,7

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As abordagens e interpretações dos dados morfológicos, sismoestratigráficos, sedimentológicos, geocronológicos e geoquímicos reunidos nessa tese trazem uma importante contribuição ao evidenciar a repercussão remota de eventos eustáticos e paleoclimáticos, desencadeados no HN nos últimos ~14.000 anos A.P, no condicionamento geomorfológico e paleoambiental costeiro de uma margem continental localizada no Atlântico Sul. Abaixo os achados mais importantes da tese são recapitulados e integrados em uma linha de evolução geral da plataforma continental, com destaque para a perspectiva da principal área de investigação desta tese, a DA.

- ***Final do Pleistoceno: B-A e YD***

Os vales incisos mapeados na região da DA integravam uma rede de drenagem que se conectou à região do talude através dos canais Besnard durante a fase de exposição subaérea do terreno cárstico da plataforma continental. No subsequente processo transgressivo pós-UMG o preenchimento/entulhamento desses vales se daria ainda em um cenário de relativamente altas taxas de aumento do espaço de acomodação no decorrer do período B-A, mas dentro de uma tendência de desaceleração eustática observada após o MWP-1A. A textura grossa quartzosa do depósito superior de preenchimento desses canais na DA, com grãos vítreos e angulosos pouco retrabalhados, aliada às tendências do conteúdo metalífero elementar observadas ao longo do mesmo, sugerem um período climático relativamente mais seco, compatível com o comportamento do B-A na América do Sul.

A estabilização do espaço de acomodação observada subsequentemente no decorrer do YD favoreceria o desenvolvimento de sistemas do tipo ilha barreira-laguna em regiões costeiras nas proximidades de desembocaduras fluviais, como interpretado na DA e na plataforma externa centro-norte do ES. O estudo geoquímico inorgânico e orgânico do depósito lamoso

terrígeno do setor lagunar proximal da DA sugere que o desenvolvimento desses complexos costeiros ocorreria sob abundante aporte sedimentar de origem terrígena e material orgânico originário de plantas C₃, em um contexto climático relativamente mais úmido; um padrão de fato apontado pela literatura como geralmente típico do YD no HS. No decorrer desse período seria observado secundariamente um gradativo incremento da influência marinha que conferiu uma característica estuarina àquele ambiente, como sugerido pela própria presença de conchas de bivalves desde a base do depósito lamoso lagunar.

O alto suprimento sedimentar somado à estabilização do nível de base e dos processos deposicionais costeiros durante o YD favoreceram o pleno desenvolvimento de feições distais emersas e/ou submersas de *shoreface* que integrariam um delta de maré enchente nas imediações das áreas de desembocadura dos canais Besnard Leste e Oeste.

Já nos flancos dos proeminentes bancos marginais da DA, que se mantiveram dissociados da deposição fluvial durante o YD, predominariam processos erosivos durante esse *stillstand*, com a formação de um terraço de abrasão junto à base, desde ~70 m, e o solapamento de uma falésia na zona proximal, até ~55 m.

Setores de baixo gradiente topográfico da margem continental, e que também se mantiveram distantes dos aportes fluviais durante o *stillstand* do YD, tal como a plataforma externa ao norte da desembocadura do Rio Doce, foram provavelmente favoráveis ao desenvolvimento de recifes de franja em um contexto de ambiente marinho raso.

- ***Holoceno Inferior ao atual***

A análise sismoestratigráfica integrada aos dados geocronológicos da região proximal da DA revela uma consistente superfície de ravinamento que localmente representaria o evento de brusco afogamento da fase paleolagunar em função do início do MWP-1B, imediatamente após o final do YD. A datação dessa superfície sustenta a teoria de que as feições distais

emersas dos sistemas lagunares conservaram boa parte de sua expressão topo-batimétrica justamente devido ao mecanismo de *overstepping* durante o processo transgressivo, quando a taxa de subida do nível do mar sobrepuja o tempo de ação necessário para que as feições sejam completamente obliteradas pela ravinamento das ondas; um contexto compatível com o início do MWP-1B. Pelo mesmo processo seriam afogadas as inflexões superiores das falésias (~55 m) formadas nas áreas dissociadas do aporte fluvial até o final do YD, dando lugar a morfologias de ravinamento em rampa nos flancos dos proeminentes bancos carbonáticos marginais no decorrer do MWP-1B. Um novo degrau da superfície de ravinamento aos ~45 m nesses flancos, formado em função da relativa redução da taxa de elevação do nível do mar, seria um marco do fim do MWP-1B

O conteúdo geoquímico dos sedimentos revela que o abrupto afogamento da paleolaguna da DA em função do início do MWP-1B ocorreria ao passo de uma reversão paleoclimática entre o final do YD e o início do Holoceno inferior, sentida de uma maneira geral na América do Sul como a transição de um clima úmido para um clima mais seco, de acordo com a literatura. Nesse contexto haveria abrupta substituição dos aportes terrígenos contendo MO originária de plantas C₃ por um gradiente de aumento substancial dos aportes de MO e sedimentação autóctone carbonática de origens marinhas no decorrer do MWP-1B, relacionando-se à ampliação da comunicação com o oceano através dos canais Besnard. Dessa maneira se estabeleceria uma fase de embaimento na DA no início do Holoceno Inferior, com a instalação de feições transgressivas clásticas sobre a superfície de ravinamento, resultantes do aumento da hidrodinâmica no novo ambiente formado, inclusive sobre as feições distais estabelecidas durante o YD. No mesmo contexto temporal é cogitado também o estabelecimento de feições de natureza recifal, que sofreriam *backstepping* em função do MWP-1B nos flancos marginais oeste da DA. É importante reforçar a necessidade

de estudos complementares para caracterização da natureza, idade e comportamento tridimensional dessas feições transgressivas pós-YD.

O rápido processo de afogamento das feições estabelecidas até o final do YD em função do MWP-1B, intensificado, sobretudo, em regiões de baixo gradiente topográfico, como a plataforma continental externa ao sul da desembocadura do Rio Doce, em consonância com a redução do volume dos aportes fluviais em função da aridez climática no Holoceno Inferior, foram importantes fatores que contribuíram para o caráter morfológico reliquiar exibido pela plataforma continental leste-sudeste do Brasil na faixa dos ~70-45 m de profundidade. Caso contrário, se os aportes terrígenos tivessem sido intensificados, poderia haver a tendência de preenchimento e descaracterização dessas morfologias pré-existentes, ainda que tivessem sido rapidamente submersas.

A maior parte das cristas dos bancos marginais da DA passaram a ser submersas quando o nível do mar atingiu a cota de ~40 m, já em um momento posterior ao MWP-1B. Dessa maneira, a conformação reentrante da linha de costa que definia a fase de embaiamento na DA foi abandonada, passando a mesma a ser submetida à um regime de plataforma continental aberta que perdura até os dias atuais, baseada na deposição sedimentar essencialmente carbonática biogênica e aportes de MO oriundos da produtividade primária marinha.

O afogamento preponderante de pináculos recifais abaixo da isóbata de ~15 m no setor RC foi provavelmente causado pelo MWP-1C, o terceiro e último significativo pulso de degelo do pós-UMG, desencadeado no HN logo após o evento de resfriamento de ~8200 anos A.P. O modelo batimétrico regional sugere que essa situação poderia ser reconhecida também em outras áreas recifais do Parcel dos Abrolhos e ao largo das cidades de Caravelas e Prado (Sul da Bahia) e São Mateus (Norte do ES). Os bancos recifais de baixo relevo encontrados ao redor de 30 m de profundidade nesse setor aparentemente não apresentam relação

genética com nenhum evento eustático do pós-UMG já descrito, tratando-se provavelmente de estruturas herdadas dos *stillstands* do MIS5a ou MIS7c.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdul, N. A., Mortlock, R. A., Wright, J. D., Fairbanks, R. G., 2016. Younger Dryas Sea level and meltwater pulse 1B recorded in Barbados reef crest coral *Acropora palmata*. *Paleoceanography* 31, 330–344. <https://doi.org/10.1002/2015PA002847>
- Albarracín, S., Alcántara-Carrio, J., Montoya-Montes, I. et al., 2014. Relict sand saves in the continental shelf of the Gulf of Valencia (Western Mediterranean). *J. Sea Res.* 93, 33-46. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2013.12.014>
- Alley, R., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quat. Sci. Rev.* 19, 213-226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)
- Alves, E., Macario, K., Souza, R. et al., 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology*. 29, 30-35. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2015.05.006>
- Amado-Filho, G.M., Moura, R.L., Bastos, A.C., et al., 2012. Rhodolith Beds Are Major CaCO₃ Bio-Factories in the Tropical South West Atlantic. *PLoS ONE*. 7(4), e35171. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0035171>
- Amaral, P.G.C., Giannini, P.C.F., Sylvestre, F., et al. 2012. Paleoenvironmental reconstruction of a Late Quaternary lagoon system in southern Brazil (Jaguaruna region, Santa Catarina state) based on multi-proxy analysis. *Journal of Quaternary Science*.27(2), 181-191. <https://doi.org/10.1002/jqs.1531>
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M. T., 2006. A critical review of mid to late holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quat. Sci. Rev.* 25, 486-506.
- Arz, H. W., Pätzold, J., Wefer, G., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last glacial marine deposits off northeastern Brazil. *Quat. Res.* 50(2), 157–166. <https://doi.org/10.1006/qres.1998.1992>
- Babechuk, M., Widdowson, M., Kamber, B., 2014. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*. 363, 56–75. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027>
- Bahr, A., Kaboth-Bahr, S., Jaeschke, A., et al. 2021. Late Holocene precipitation fluctuations in South America triggered by variability of the North Atlantic overturning circulation. *Paleoceanography and Paleoclimatology*. 36, 1-17. <https://doi.org/10.1029/2021PA004223>
- Banks, K. W., Riegl, B.M., Shinn, E.A. et al., 2007. Geomorphology of the Southeast Florida continental reef tract (Miami-Dade, Broward, and Palm Beach Counties, USA). *Coral Reefs* 26, 617-633. <https://doi.org/10.1007/s00338-007-0231-0>
- Banks, K.W., Riegl, B.M., Richards, V.P. et al. 2008. The Reef Tract of Continental Southeast Florida (Miami-Dade, Broward and Palm Beach Counties, USA). *In*: Riegl, B.M., Dodge, R.E. (eds) *Coral Reefs of the USA. Coral Reefs of the World*, vol 1. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6847-8_5
- Bard, E., Hamelin, B., Delanghe, D., 2010. Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, 327 (5970), 1235-1237. <https://doi.org/10.1126/science.1180557>
- Bard, E., Hamelin, B., Deschamps, P., Camoin, G., 2016. Comment on “Younger Dryas sea level and meltwater pulse 1B recorded in Barbados reefal crest coral *Acropora palmata*” by N. A. Abdul et al. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.* 31 (12), 1603-1608. <https://doi.org/10.1002/2016PA002979>
- Barreto, E.A.S., 2010. Reconstituição da pluviosidade da Chapada Diamantina (BA) durante o Quaternário Tardio através de registros isotópicos (O e C) em estalagmites. Dissertação (mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

- Bassetti, M., Gwenael, J., Dufois, F., et al., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology*. 234 (1-4), 93-109. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.010>
- Bastos, A.C., Moura, R.L., Amado-Filho, G.M., et al., 2013. Buracas: novel and unusual sinkhole-like features in the Abrolhos Bank. *Cont. Shelf Res.* 70, 118-125. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.035>
- Bastos A. C., Quaresma V. S., Marangoni M. B. et al., 2015. Shelf morphology as an indicator of sedimentary regimes: A synthesis from a mixed siliciclastic-carbonate shelf on the eastern Brazilian margin. *J. South. Am. Earth Sci.* 63, 125-136. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.07.003>
- Bastos, A.C., Amado-Filho, G.M., Moura, R.L. et al., 2016. Origin and sedimentary evolution of sinkholes (buracas) in the Abrolhos continental shelf, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 462, 101-111. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.09.009>
- Behling, H., Dupont, L., Safford, H, et al., 2007. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil. *Quaternary International*. 161(1), 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.021>
- Behling, H., Safford, H.D., 2010. Late-glacial and Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro State, southeastern. Brazil *Global Change Biology*. 16(6), 1661–1671. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02029.x>
- Behling, H., Oliveira, M.A.T., 2017. Evidence of a late glacial warming event and early Holocene cooling in the southern Brazilian coastal highlands. *Quaternary Research*. 89 (1), 90-102. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.87>
- Bell, P., Elmetri, I., Uwins, P., 1999. Nitrogen fixation by *Trichodesmium* spp. in the Central and Northern Great Barrier Reef Lagoon: Relative importance of the fixed-nitrogen load. *Marine Ecology Progress Series*. 186 (119-126). <https://doi.org/10.3354/meps186119>.
- Benedict, C.R., Wong, W.W.I., Wong, J.H.H., 1980. Fractionation of the Stable Isotopes of Inorganic Carbon by Seagrasses. *Plant Physiology*. 65(3), 512-517. <https://doi.org/10.1104/pp.65.3.512>
- Bernal, J.P., Cruz, F.W., Stríkis, N.M. et al., 2016. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*. 450,186-196. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.008>
- Blanchon, P., Shaw, J., 1995. Reef drowning during the last deglaciation: evidence for catastrophic sea-level rise and icesheet collapse. *Geology* 23 (1), 4-8. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0004:RDDTLD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0004:RDDTLD>2.3.CO;2)
- Blanchon, P., Jones, B., Ford, D.C., 2002. Discovery of a submerged relic reef and shoreline off Grand Cayman: further support for an early Holocene jump in sea level. *Sediment. Geol.* 147, 253-270. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00143-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00143-9)
- Blanchon P., 2011a. Meltwater Pulses. In: Hopley, D. (eds) *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*. *Encycl. Earth Sci.* Springer, Dordrecht. pp. 683-690. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_232
- Blanchon P., 2011b. Back-Stepping. In: Hopley, D. (eds) *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*. *Encycl. Earth Sci.* Springer, Dordrecht. pp. 77-84. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_41
- Blott, S., Pye, K., 2001. GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (11)1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Boski, T., Bezerra, F. H., Pereira, L.F. et al., 2015. Sea-level rise since 8.2 ka recorded in the sediments of the Potengi–Jundiá Estuary, NE Brasil. *Marine Geology*, 365, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.04.003>

- Bouimetarhan, I., Chiessi, C.M., González-Arango, C., et al., 2018. Intermittent development of forest corridors in northeastern Brazil during the last deglaciation: Climatic and ecologic evidence. *Quaternary Science Reviews*. 192, 86-96 <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.026>
- Bourguignon, S.N., Bastos, A.C., Quaresma, V.S. *et al.*, 2018. Seabed morphology and sedimentary regimes defining fishing grounds along the eastern Brazilian shelf. *Geosciences* 8(3), 2-17. <https://doi.org/10.3390/geosciences8030091>
- Camoin, G., Seard, C., Deschamps, P., et al., 2012. Reef response to sea-level and environmental changes during the last deglaciation: Integrated Ocean Drilling Program Expedition 310, Tahiti Sea Level. *Geology*. 40. 643-646. <https://doi.org/10.1130/G32057.1>
- Camoin, G.F., Webster, J.M., 2015. Coral reef response to Quaternary sea-level and environmental changes: State of the science. *Sedimentology* 62, 401-428. <https://doi.org/10.1111/sed.12184>
- Carlson, A.E., Clark, P.U., 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Rev. Geophys.* 50(4), 1-72. <https://doi.org/10.1029/2011RG000371>
- Castro, D., Rossetti, D., Pessenda, L., 2010. Facies, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N analyses in a late Quaternary compound estuarine fill, northern Brazil and relation to sea level. *Marine Geology*. 274, 135-150. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.03.011>
- Cattaneo, A., Steel, R., 2003. Transgressive deposits: A review of their variability. *Earth-science Reviews*. 62, 187-228. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00134-4](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00134-4)
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. et al., 2009. Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy. *Earth-Science Reviews*. 92, 1-33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>
- Catuneanu, O., 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*. 188, 312-388. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.017>
- Cetto, P.H., Bastos, A.C., Ianniruberto, M., 2021. Morphological evidences of eustatic events in the last 14,000 years in a far-feld site, East-Southeast Brazilian continental shelf. *Marine Geology*. 422, 106659. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106659>
- Chang, H., An, Z., Wu, F., et al., 2017. Late Miocene - early Pleistocene climate change in the mid-latitude westerlies and their influence on Asian monsoon as constrained by the K/Al ratio record from drill core Ls2 in the Tarim Basin. *Catena*. 153, 75-82. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.02.002>
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., et al., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*. 4 (1411). <https://doi.org/10.1038/ncomms2415>
- Chiessi, C. M., Mulitza, S., Pätzold, J., et al., 2010. How different proxies record precipitation variability over southeastern South America. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 9 (1), 012007. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/9/1/012007>
- Cloern, J., Canuel, E., Harris, D., 2002. Stable Carbon and Nitrogen Isotope Composition of Aquatic and Terrestrial Plants of the San Francisco Bay Estuarine System. *Limnology and Oceanography*. 47 (3), 713-729. <https://doi.org/10.4319/lo.2002.47.3.0713>
- Clift, P.D., Wan, S., Blusztajn, J., 2014. Reconstructing Chemical Weathering, Physical Erosion and Monsoon Intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies. *Earth Science Reviews*. 130, 86-102. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.002>
- Coe, A.L., Church, K.D., 2003. Sea-level change. *In*: Coe, A.; Bosence, D.W.J.; Church, K. D., et al. (Eds) *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press and the Open University.

- Cooper, J.A.G., Green, A.N., Meireles, R.P., et al., 2016. Sandy barrier overstepping and preservation linked to rapid sea level rise and geological setting. *Mar. Geol.* 382, 80-91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.10.003>
- Cooper, J.A.G., Meireles, R.P., Green, A.N., et al., 2018. Late Quaternary stratigraphic evolution of the inner continental shelf in response to sea-level change, Santa Catarina, Brazil. *Marine Geology.* 397, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.011>
- Cronin, T.M., 2012. Rapid sea-level rise. *Quat. Sci. Rev.* 56, 11-30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.021>
- Cruz, F., Burns, S., Karmann, I., et al., 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature.* 434, 63-66. <https://doi.org/10.1038/nature03365>
- Cruz, F. W. C., Burns, S. J., Warren, I.K., et al., 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene, *Quaternary Science Reviews.* 25 (21–22) 2749-2761. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.019>
- Cruz, F.W., Burns, S.J, Jercinovic, M. et al., 2007. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 71(9), 2250-2263. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.02.005>
- D'Agostini, D.P., Bastos, A.C., Dos Reis, A.T., 2015. The modern mixed carbonatesiliciclastic Abrolhos Shelf: implications for a mixed depositional model. *J. Sediment. Res.* 85 (2), 124–139. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.08>
- D'Agostini, D.P., 2017. A plataforma continental de Abrolhos: contexto paleoambiental, sismoestratigrafia e domínios sedimentares. Federal University of Espírito Santo, Dept. of Oceanography, p.138p. (PhD thesis).
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research.* 62 (6), 1130-1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- De Falco, G., Antonioli, F., Fontolan, G. et al. 2015. Early cementation and accommodation space dictate the evolution of an overstepping barrier system during the Holocene. *Marine Geology.* 369, 52-66. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.002>
- Deines, P., 1980. Chapter 9: The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz, P., Fontes, J.C. (Eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment*, A. Elsevier, Amsterdam, p.329-406. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41780-0.50015-8>
- Deininger, M., McDermott, F., Cruz, F. et al., 2020. Inter-hemispheric synchronicity of Holocene precipitation anomalies controlled by Earth's latitudinal insolation gradients. *Nature Communications.* 11 (5447). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-19021-3>
- Dias, G.T.M., 1996. Classificação de sedimentos marinhos: proposta de representação em cartas sedimentológicas. *In: Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia.* Vol. 3, p.423-426.
- Dias, G, 2000. Granulados bioclásticos: algas calcárias. *Revista Brasileira de Geofísica.* 18 (3) 308-318. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2000000300008>
- De Oliveira, N., Bastos, A.C., da Silva Quaresma, V. *et al.*, 2020. The use of Benthic Terrain Modeler (BTM) in the characterization of continental shelf habitats. *Geo-Mar. Lett.* 40, 1087-1097. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00642-y>
- Dechnik, B., Bastos, A., Vieira, L. *et al.*, 2019. Holocene reef growth in the tropical southwestern Atlantic: Evidence for sea level and climate instability. *Quat. Sci. Rev.* 218, 365-377. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.039>

- De Giosa, F., Scardino, G., Vacchi, M. *et al.*, 2019. Geomorphological Signature of Late Pleistocene Sea Level Oscillations in Torre Guaceto Marine Protected Area (Adriatic Sea, SE Italy). *Water*. 11(11) 2409. <https://doi.org/10.3390/w11112409>
- Delgado, J., Boski, T., Nieto, J.M., *et al.*, 2012. Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Science Reviews*. 33, 121-141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.002>.
- De Santis V, Caldara M, Pennetta L., 2020. Transgressive Architecture of Coastal Barrier Systems in the Ofanto Incised Valley and Its Surrounding Shelf in Response to Stepped Sea-Level Rise. *Geosciences*. 2020; 10 (12):497. <https://doi.org/10.3390/geosciences10120497>
- Deschamps, P., Durand, N., Bard, E. *et al.*, 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature* 483, 559–564. <https://doi.org/10.1038/nature10902>
- Dung, B., Stattegger, K., Unverricht, D., *et al.*, 2013. Late Pleistocene - Holocene seismic stratigraphy of the Southeast Vietnam Shelf. *Global and Planetary Change*. 110 (Part B), 156-169. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.010>
- Durán R., Guillén, J., Rivera, F.J. *et al.*, 2018. Formation, evolution and present-day activity of offshore sand ridges on a narrow, tideless continental shelf with limited sediment supply. *Mar. Geol.* 397, 93-107. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.11.001>
- Eastoe, C.J., Fish, S., Fish, P., 2002. Reservoir corrections for marine samples from the South Atlantic coast, Santa Catarina State, Brazil. *Radiocarbon*. 44(1), 145-148. <https://doi.org/10.1017/S0033822200064742>
- Edwards, J.H., Harrison, S.E., Locker, S., *et al.*, 2003. Stratigraphic framework of sediment-starved sand ridges on a mixed siliciclastic/carbonate inner shelf; westCentral Florida. *Mar. Geol.* 200 (1-4), 195–217. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00183-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00183-X)
- Fairbanks, R. A., 1989. 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642. <https://doi.org/10.1038/342637a0>
- Fauquembergue, K., Ducassou, E., Mulder, T. *et al.*, 2018. Genesis and growth of a carbonate Holocene wedge on the northern Little Bahama Bank. *Mar. Pet. Geol.* 96, 602-614. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264817218302101>
- Feldens, P., Diesing, M., Schwarzer, K. *et al.*, 2015. Occurrence of flow parallel and flow transverse bedforms in Fehmarn Belt (SW Baltic Sea) related to the local palaeomorphology. *Geomorphology* 231, 53-62. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.021>
- Ferreira, L. C., Bastos, A. C., Amado Filho, G.M., *et al.*, 2020. Submerged Reefs in the Arolhos shelf: Morphology and Habitat Distribution. In: Harries, P., Baker, E. (eds). *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat: GeoHab Atlas of seafloor geomorphic features and benthic habitats*. pp. 519-532. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814960-7.00030-0>
- Folk, R. L., 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. *The Journal of Geology*. 62(4), 344–359. <https://doi.org/10.1086/626171>
- Folk, R. L., Ward, W. C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*. 27(1), 3-26. <https://doi.org/10.1306/74D70646-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- França, A.M.C., 1979. Geomorfologia da margem continental leste brasileira e da bacia oceânica adjacente. pp.92-123. In: Chaves, H.A.F. (eds), *Geomorfologia da margem continental brasileira e da bacia oceânica adjacente*, Relatório Final, Proj. REMAC, Petrobrás, CENPES, DINTEP. pp. 92-123.

- França, M., Alves, I., Castro, D. et al., 2015. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwater marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during the late Holocene. *Catena*. 128, 155-166. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.005>
- Fürstenau, J., Lindhorst, S., Betzler, C. et al., 2010. Submerged reef terraces of the Maldives (Indian Ocean). *Geo-Mar. Lett.* 30, 511-515. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0174-2>
- Gardner, J.V., Calder, B.R., Hughes Clarke, L.A. et al., 2007. Drowned shelf-edge deltas, barrier islands and related features along the outer continental shelf north of the head of De Soto Canyon, NE Gulf of Mexico. *Geomorphology*. 89 (3-4), 370-390. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.01.005>
- Gomes, M.P., Vital, H., Droxler, A.W., 2020. Terraces, reefs, and valleys along the Brazil northeast outer shelf: deglacial sea-level archives? *Geo-Mar. Lett.* 40, 699-711. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00666-4>
- Goñi, M., Teixeira, M., Perkey, D., 2003. Sources and distribution of organic matter in a river-dominated estuary (Winyah Bay, SC, USA). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 57, 1023-1048. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(03\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(03)00008-8)
- Gorini, M.A., 1969. Geologic observations on the "Comissão Oceanográfica Leste I" aboard the Research Vessel "Almirante Saldanha". *Na. Acad. Bras. Cienc.* 41, 642R-643R.
- Govin, A., Holzwarth, U., Heslop, D., et al., 2012. Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N–49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, AGU and Geochemical Society. 13(1), 1-23. <https://doi.org/10.1029/2011GC003785>
- Govin, A., Chiessi, C., Zabel, M., et al., 2014. Terrigenous input off northern South America driven by changes in Amazonian climate and the North Brazil Current retroflexion during the last 250 ka. *Climate of the Past*. 10, 843-862. <https://doi.org/10.5194/cp-10-843-2014>
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Ramsey, C.B., et al., 2014. Sea-level variability over five glacial cycles. *Nat Commun.* 5, 5076. <https://doi.org/10.1038/ncomms6076>
- Green, A.N., Cooper, J.A.G., Leuci, R. et al., 2013. Formation and preservation of an overstepped segmented lagoon complex on a high-energy continental shelf. *Sedimentology*. 60(7), 1755-1768. <https://doi.org/10.1111/sed.12054>
- Green, A.N., Cooper, J.A.G., Salzmann, L., 2014. Geomorphic and stratigraphic signals of postglacial meltwater pulses on continental shelves. *Geology* 42 (2), 151-154. <https://doi.org/10.1130/G35052.1>
- Green, A.N., Cooper, J.A.G. & Salzmann, L., 2018. The role of shelf morphology and antecedent setting in the preservation of palaeo-shoreline (beachrock and aeolianite) sequences: the SE African shelf. *Geo-Mar Lett.* 38, 5-18. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0512-8>
- Gross, M. G., 1971. Carbon Determination. In: Carver, R. E. (Ed), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience, New York. pp. 573-596.
- Guilderson, T., Burckle, L., Hemming, S., Peltier, W.R., 2000. Late Pleistocene sea level variations derived from the Argentine Shelf. *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. 1 (12). <https://doi.org/10.1029/2000GC000098>
- Haines, E.B., 1976. Stable carbon isotope ratios in biota, soils and tidal water of a Georgia salt marsh. *Estuarine and Coastal Marine Science*. 4(6), 609-616. [https://doi.org/10.1016/0302-3524\(76\)90069-4](https://doi.org/10.1016/0302-3524(76)90069-4)
- Harris, P.T., Heap, A.D., Marshall, J.F. et al., 2008. A new coral reef province in the Gulf of Carpentaria, Australia: Colonisation, growth and submergence during the early Holocene. *Marine Geology*. 251(1-2), 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.02.010>

- Harrison, S., Smith, D.E., Glasser, N.F., 2019. Late Quaternary meltwater pulses and sea level change. *J. Quat. Sci.* 34(1), 1-15. <https://doi.org/10.1002/jqs.3070>
- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M. et al., 2020. Marine20 - the marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP). *Radiocarbon*. 62 (4), 779-820. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.68>
- Hinestrosa, G., Webster, J., Beaman, R., Anderson, L., 2014. Seismic stratigraphy and development of the shelf-edge reefs of the Great Barrier Reef, Australia. *Mar. Geol.* 353, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.016>
- Hinderstein, L. M., Marr, J. C. A., Martinez, F. A., et al., 2010. Theme section on Mesophotic Coral Ecosystems: characterization, Ecology, and Management. *Coral Reefs*. 29, 247–251. <https://doi.org/10.1007/s00338-010-0614-5>
- Hinestrosa, G., Webster, J., Beaman, R., Anderson, L., 2014. Seismic stratigraphy and development of the shelf-edge reefs of the Great Barrier Reef, Australia. *Mar. Geol.* 353, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.016>
- Hofmann, P., Richen, W., Schwark, L., et al. 2001. Geochemical signature and related climatic-oceanographic processes for early Albian black shales: Site 417D, North Atlantic Ocean. *Cretaceous Research*. 22, 243–257. <https://doi.org/10.1006/cres.2001.0253>
- Hogg, A.G., Heaton, T.J., Hua, Q. et al., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0-55,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 62 (4), 759-778. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.59>
- Hopley, D., 1986. Beachrock as a sea-level indicator. *Sea-level research*. 157-173. https://doi.org/10.1007/978-94-009-4215-8_6
- Hu, D., Clift, P., Böning, P., et al., 2013. Holocene evolution in weathering and erosion patterns in the Pearl River delta: Weathering In Holocene Southern China. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 14(7), 2349-2368. <https://doi.org/10.1002/ggge.20166>
- Ilha, H.H., 2006. National Marine Park of Abrolhos. *In*: Prates, A.P.L. (eds). *Atlas of coral reefs protected areas in Brazil (2º expanded Edition)*. MMA, Brasília, pp.134-143.
- Keeley, J.E., Sandquist, D.R., 1992. Carbon: freshwater plants. *Plant, Cell and Environment*. 15 (9), 1021-1035. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3040.1992.tb01653.x>
- Kelletat, D., 2006. Beachrock as Sea-Level Indicator? Remarks from a Geomorphological Point of View. *Journal of Coastal Research*. 226, 1558-1564. <https://doi.org/10.2112/04-0328.1>
- Khanna, P., Droxler, A.W., Nittrouer, J.A. et al., 2017. Coralgall reef morphology records punctuated sea-level rise during the last deglaciation. *Nat. Commun.* 8, 1046, 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00966-x>
- Kirkpatrick, L., Pether, J. 2019. The seismic stratigraphy of the inner shelf of southern Namibia: The development of an unusual nearshore shelf stratigraphy. *Mar. Geol.* 408, 18-35. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.016>
- Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M. et al., 2014. Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Clim. Past*. 10 (2) 887-902. <https://doi.org/10.5194/cp-10-887-2014>
- Kirkpatrick, L., Pether, J. 2019. The seismic stratigraphy of the inner shelf of southern Namibia: The development of an unusual nearshore shelf stratigraphy. *Mar. Geol.* 408, 18-35. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.016>
- Kleiven, K.H., Kissel, C., Laj, C. et al., 2008. Reduced North Atlantic Deep Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outburst. *Science*, 319 (5859), 60-64. <https://doi.org/10.1126/science.1148924>

- Kobashi, T., Severinghaus, J., Brook, E. et al., 2007. Precise timing and characterization of abrupt climate change 8200 years ago from air trapped in polar ice. *Quaternary Science Reviews*. 26. 1212-1222. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.009>
- Jaeschke, A., Rühlemann, C., Arz, H., et al., 2007. Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. *Paleoceanography*. 22 (4) PA4206. <https://doi.org/10.1029/2006PA001391>
- Joussain, R., Liu, Z., Colin, C., et al. 2017. Link between Indian monsoon rainfall and physical erosion in the Himalayan system during the Holocene. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 18 (9), 3452 – 3469. <https://doi.org/10.1002/2016GC006762>
- Lamb, A.L.; Wilson, G.P.; Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using [δ] ^{13}C and C/N ratios in organic material. *Earth-Science Reviews*. 75 (1-4), 29-57. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.10.003>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A. et al., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 111 (43), 15296-15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Leão, Z.M.A.N.; Ginsburg, R.N., 1997. Living Reefs Surrounded by Siliciclastic: The Abrolhos Coastal Reefs, Bahia, Brazil. *Coral Reef Symposium*, 2.
- Leão, Z. M. A. N., Kikuchi, R. K. P., Testa, V., 2003. Corals and coral reefs of Brazil. *In*: Cortés, J. (eds) *Latin America Coral Reefs*, 1ed. pp 9-52. <https://doi.org/10.1016/B978-044451388-5/50003-5>
- Leão, Z. M. A. N.; Kikuchi, R. K. P., 2005. A relic coral fauna threatened by global changes and human activities, Eastern Brazil. *Marine Pollution Bulletin*. 51(5-7), 599-611. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2005.04.024>.
- Lima, C., Boas, G., Bezerra, F., 2006. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*. 6 (2) 71-80. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009>
- Lippmann, F.; *Sedimentary Carbonate Minerals*, Springer: Berlin, 1973.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., Gao, S., Cheng, P., 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Mar. Geol.* 209 (1-4), 45-67. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.06.009>
- López G.I., 2014. Walther's Law of Facies. *In*: Rink W., Thompson J. (eds) *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6326-5_30-1
- Machado, G.M.V., Bastos, A.C., Freitas, A.S., et al. 2018. Sedimentary, geochemical and micropaleontological responses to sea level variations in the Vitoria estuary, Espírito Santo. *Radiocarbon*. 60(2), 583-600. <https://doi.org/10.1017/RDC.2018.5>
- Macintyre, I.G., Rutzler, K., Norris, J.N. et al., 1991. An early Holocene reef in the western Atlantic: submersible investigations a deep relict reef off the west coast of Barbados, W.I. *Coral Reefs* 10, 167-174. <https://doi.org/10.1007/BF00572177>
- Mallinson, D., Hine, A., Naar, D., et al., 2014. New perspectives on the geology and origin of the Florida Middle Ground carbonate banks, West Florida Shelf, USA. *Mar. Geol.* 355, 54-70. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.04.007>
- Marques, W.S., Sial, A.N., Menor, E.A., 2008. Principal component analysis (PCA) and mineral associations of litoraneous facies of continental shelf carbonates from northeastern Brazil. *Continental Shelf Research*. 28, 2709-2717. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.09.005>

- Martínez S, Mahiques MM, Burone L. 2013. Mollusks as indicators of historical changes in an estuarine-lagoonal system (Cananéia-Iguape, SE Brazil). *The Holocene* 23(6):888–97. <https://doi.org/10.1177/0959683612470175>
- Mauz, B., Vacchi, M., Hoffmann, G., Cooper, A., 2015. Beachrock: A tool for reconstructing relative sea level in the far-field. *Marine Geology*. 362, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.01.009>
- Mazzei, E.F., Bertoncini, A.A., Pinheiro, H.T., et al., 2017. Newly discovered reefs in the southern Arolhos Bank, Brazil: Anthropogenic impacts and urgent conservation needs. *Mar. Pollut. Bull.* 114 (1),123-133. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.08.059>
- Melo, U.D., Summerhayes, C., Ellis, J.P., 1975. Part IV: Salvador to Vitória, Southeastern Brazil. *In*: Milliman, J.D., Summerhayes, C.P. (eds), Upper continental margin sedimentation off Brazil. *Contrib. Sediment.* 4, 78-116.
- Meldrum, F.C., 2003. Calcium carbonate in biomineralisation and biomimetic chemistry. *International Materials Reviews*. 48(3), 187-224. <https://doi.org/10.1179/095066003225005836>
- Menandro P.S., Bastos, A.C., Boni, G., et al. 2020. Reef mapping using different seabed automatic classification tools. *Geosciences* 10(2), 72, 1-15. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020072>
- Meyers, P. A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*. 114 (3-4), 289-302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Meyers, P. A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*. 27 (5-6), 213-250.
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*. 34, 261-289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)
- Milne, G.A.; Long, A.J.; Bassett, S.E., 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*. 24, 1185-1202.
- Milne, G.A., Mitrovica, J.X., 2008. Searching for eustasy in deglacial sea-level histories. *Quat. Sci. Rev.* 27 (25-26), 2292-2302. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.018>
- Miranda, M.C.C., Rossetti, D.F.R., Pessenda, L.C.R., 2009. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, $\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$ and C/N. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 282(1-4), 19-31. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.004>.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R., Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *In*: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, pp. 117-133. <https://doi.org/10.1306/M26490C8>
- Mitchum Jr., R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. *In*: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, pp. 135-144. <https://doi.org/10.1306/M26490C9>
- Mohriak, W., Sztamari, P., Anjos, S.M.C. (eds), 2008. *Sal: Geologia e Tectônica; Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Ed. Beca, São Paulo, 448p.
- Mohriak, W. 2020. Genesis and evolution of the South Atlantic volcanic islands offshore Brazil. *Geo-Mar Lett.* 40, 1-33. <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00631-w>
- Mook, D. H.; Hoskin, C. M., 1982. Organic determination by ignition: Caution advised. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 15 (6), 697-699. [https://doi.org/10.1016/0272-7714\(82\)90080-4](https://doi.org/10.1016/0272-7714(82)90080-4)

- Moura, R. L., Secchin, N.A., Amado-Filho, G. M. et al., 2013. Spatial patterns of benthic megahabitats and conservation planning in the Abrolhos Bank. *Cont. Shelf Res.* 70, 109-117. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.04.036>
- Mulitza, S., Chiessi, C.M., Schefub, E. et al., 2017. Synchronous and proportional deglacial changes in Atlantic meridional overturning and northeast Brazilian precipitation. *Paleoceanography*, 32(6), 622-633. <https://doi.org/10.1002/2017PA003084>.
- Nace, T., Baker, P., Dwyer, G., et al., 2014. The role of North Brazil Current transport in the paleoclimate of the Brazilian Nordeste margin and paleoceanography of the western tropical Atlantic during the late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 415, 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.05.030>
- Ng, H.C., Robinson, L.F., McManus, J.F. et al., 2018. Coherent deglacial changes in western Atlantic Ocean circulation. *Nat. Commun.* 9, 2947. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05312-3>
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. 2 ed. Wiley-Blackwell: Oxford, 419p.
- Nichol, S.L., Brooke, B.P., 2011. Shelf habitat distribution as a legacy of Late Quaternary marine transgressions: A case study from a tropical carbonate province. *Cont. Shelf Res.* 31 (17), 1845-1857. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2011.08.009>
- Nnafie, A., de Swart, H., Calvete, D., Garnier, R., 2014. Effects of sea level rise on the formation and drowning of shoreface-connected sand ridges, a model study. *Cont. Shelf Res.* 80, 32-48. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.02.017>
- North Greenland Ice Core Project members., Andersen, K., Azuma, N. *et al.*, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147-151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Novello, V., Cruz, F., Vuille, M., et al., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Nature, Scientific Reports*. 7, 44267. <https://doi.org/10.1038/srep44267>
- O'Leary, M. H., 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bioscience*. 38(5), 328-336. <https://doi.org/10.2307/1310735>
- Oliveira, M. I., Carvalho, C., Macario, K., et al. 2019. Marine Reservoir Corrections for the Brazilian Northern Coast using Modern Corals. *Radiocarbon*, 61 (2), 587 – 597. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2018.145>
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C., Alkmim, F., et al., 2007. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*. 15(1). <https://doi.org/10.18285/geonomos.v15i1.103>
- Peltier, W. R., Fairbanks, R. G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quat. Sci. Rev.* 25 (23-24), 3322-3337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>
- Peters, K.E., Sweeney, R.E., Kaplan, I.R., 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter. *Limnology and Oceanography*, 23(4), 598-604. <https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.4.0598>
- Peterson, B.J., Howarth, R.W., 1987. Sulfur, carbon, and nitrogen isotopes used to trace organic matter flow in the salt-marsh estuaries of Sapelo Island, Georgia. *Limnology and Oceanography*. 32(6), 1195–1213. <https://doi.org/10.4319/lo.1987.32.6.1195>
- Peterson, B., Fry, B., Hullar, M. et al., 1994. The distribution and stable carbon isotopic composition of dissolved organic carbon in estuaries. *Estuaries* 17, 111–121. <https://doi.org/10.2307/1352560>
- Posamentier, H.W., 2001. Lowstand Alluvial Bypass Systems: Incised vs. Unincised. *AAPG Bull.* 85 (10), 1771-1793. <https://doi.org/10.1306/8626D06D-173B-11D7-8645000102C1865D>

- Piacsek, P., Behling, H., Venancio, I., et al., 2021. Reconstruction of vegetation and low latitude ocean-atmosphere dynamics of the past 130 kyr, based on South American montane pollen types. *Global and Planetary Change*. 201, 103477. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103477>
- Pretorius, L., Cooper, A., 2016. Submerged shoreline preservation and ravinement during rapid postglacial sea-level rise and subsequent "slowstand". *Geological Society of America Bulletin*. 128 (7) B31381.1. <https://doi.org/10.1130/B31381.1>
- Pretorius, L., Green, A.N., Cooper, A., 2019. Outer- to inner-shelf response to stepped sea-level rise: Insights from incised valleys and submerged shorelines. *Marine Geology*. 416 (105979). <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105979>
- Qin, Y., Alves, T. M., Constantine, J., Gamboa, D., 2016. Quantitative seismic geomorphology of a submarine channel system in SE Brazil (Espírito Santo Basin): Scale comparison with other submarine channel systems. *Mar. Pet. Geol.* 78, 455-473. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.09.024>
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J. et al., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Rangel, A., Dominguez, J., 2019. Antecedent topography controls preservation of latest Pleistocene-Holocene transgression record and clinoform development: the case of the São Francisco delta (eastern Brazil). *Geo-Mar Lett.* 40, 935-947. <https://doi.org/10.1007/s00367-019-00609-8>
- Rampino, M.R., Sanders, J.E., 1980. Holocene transgression in south-Central Long Island, New York. *J. Sediment. Res.* 50 (4), 1063-1079. <https://doi.org/10.1306/212F7B7B-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Reading, H.G., 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3rd Edition, Blackwell, Oxford, 689 p.
- Ribeiro, F.V., Caires, T.A., Simões, M. A. A. et al., 2022. Benthic Cyanobacterial Diversity and Antagonistic Interactions in Abrolhos Bank: Allelopathy, Susceptibility to Herbivory, and Toxicity. *Frontiers in Marine Science*. 8 (790277). <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.790277>
- Rohling, E., Foster, G., Grant, K. et al., 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature* 508, 477-482. <https://doi.org/10.1038/nature13230>
- Rovere, A., Khanna, P., Bianchi, C.N. et al., 2018. Submerged reef terraces in the Maldivian Archipelago (Indian Ocean), *Geomorphology* 317, 218-232. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.05.026>
- Rovere, M., Pellegrini, C., Chiggiato, J., 2019. Impact of dense bottom water on a continental shelf: An example from the SW Adriatic margin. *Mar. Geol.* 408, 123-143. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.12.002>
- Rullkotter, J., 2006. Organic Matter: The Driving Force for Early Diagenesis. *In*: Schulz, H.D., Zabel, M. (Org.) *Marine Geochemistry*. 2^{ed}. Berlin: Springer, p.125-162.
- Sá, F., 2016. Surface Geochemical Provinces of the Espírito Santo Basin, Southeast Brazil. *Proceedings of the 18th International Conference on Heavy Metals in the Environment*.
- Salvaterra, A.S.; dos Santos, R.F.; Salaroli, A.B. et al., 2017. Evidence of a Marine Isotope Stage 3 transgression at the Baixada Santista, south-eastern Brazilian coast. *Brazilian Journal of Geology*. 47 (04), 693-702. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720170057>
- Salzmann, L., Green, A., Cooper, A., 2013. Submerged barrier shoreline sequences on a high energy, steep and narrow shelf. *Marine Geology*. 346, 366-374. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.10.003>

- Sanders, J.E., Kumar, N., 1975. Evidence of shoreface retreat and in-place "Drowning" during holocene submergence of barriers, Shelf off Fire Island, New York. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86 (1), 65-76. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86<65:EOSRAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86<65:EOSRAI>2.0.CO;2)
- Schreiner, S., Souza, M. B. F. M., Migliorelli, J. P. R., 2009. Digital model of the seabed geomorphology of Southern-central Espírito Santo Basin and Northern Campos Basin. *Breves comunicações, B. Geoci. Petrobras* 17 (2), 365-369.
- Silva, A.E., 2017. Evolução sedimentar recente ao longo de uma plataforma continental com estilo contrastante de sedimentação. Federal University of Espírito Santo, Dept. of Oceanography, 158p. (PhD thesis).
- Smith, C.B., Cohen, M.C.L., Pessenda, L.C.R., et al., 2012. Holocenic proxies of sedimentary organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. *Catena* 90, 26-38. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.10.002>.
- Smithers S., 2011. Fringing Reefs. *In: Hopley D. (eds) Encyclopedia of Modern Coral Reefs. Encycl. Earth Sci. Springer, Dordrecht.* pp. 430-446. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2639-2_15
- Sobreira, J.F.F., França, R.L., 2006. A tectono-magmatic model for the Abrolhos Volcanic Complex region. *B. Geoci. Petrobras* 14 (1), 143-147.
- Slatt, R.M., 2013. Chapter 7 - Fluvial Deposits and Reservoirs. *In: Slatt, R.M. (Ed), Developments in Petroleum Science, Elsevier.* 61, 283-369. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56365-1.00007-9>.
- Storms, J.E.A., Weltje, G.J., Terra, G.J. et al., 2008. Coastal dynamics under conditions of rapid sea-level rise: Late Pleistocene to Early Holocene evolution of barrier-lagoon systems on the northern Adriatic shelf (Italy). *Quat. Sci. Rev.* 27 (11-12), 1107-1123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.02.009>
- Stríkis, N.M.; Novello, V.F., 2014. Evolução hidrológica do Brasil durante o Pleistoceno Superior e Holoceno. *In: Carvalho, I. S., Garcia, M.J., Lana, C.C., et al. (Org.) Paleontologia: Cenários da Vida - Paleoclimas. 1ªed. Rio de Janeiro: Interciência, v5, p.421-436.*
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2021. CALIB 8.2 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2021-6-6
- Stumpf, C.F., 2019. Variabilidade do sistema de monção da América do Sul durante o pleistoceno tardio e holoceno a partir de espeleotema da caverna São Mateus (Peter – GO). Dissertação (mestrado) do Programa de Pós Graduação em Geologia, Instituto de Geociência, Universidade de Brasília, Brasília, 175p.
- Tjallingii, R., Statterger, K., Wetzel, A., Phach, P., 2010. Infilling and flooding of the Mekong River incised valley during deglacial sea-level rise. *Quaternary Science Reviews.* 29,1432-1444. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.022>
- Toledo, M.C.M.; Oliveira, S.M.B. de; Melfi, A.J., 2009. Da rocha ao Solo: Intemperismo e pedogênese. *In: Teixeira, W.; Fairchild, T.R.; Toledo, M.C.M., et al. (Eds) Decifrando a Terra. 2ªed. São Paulo: IBEP Editora Nacional-Conrad, p.128-239.*
- Toniolo, T.F., Giannini, P.C.F., Angulo, R.J. *et al.*, 2020. Sea-level fall and coastal water cooling during the Late Holocene in Southeastern Brazil based on vermetid bioconstructions. *Mar. Geol.* 428, 106281. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106281>
- Törnqvist, T. E., Bick, S. J., González, J. L. et al., 2004. Tracking the sea-level signature of the 8.2 ka cooling event: new constraints from the Mississippi Delta. *Geophys. Res. Lett.* 31(23) <https://doi.org/10.1029/2004GL021429>

- Toscano, M. A., Macintyre, I. G., 2003. Corrected western Atlantic sea-level curve for the last 11,000 years based on calibrated C-14 dates from *Acropora palmata* framework and intertidal mangrove peat. *Coral Reefs*. 22(3), 257–270. <https://doi.org/10.1007/s00338-003-0315-4>
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Springer, Dordrecht. 1ªed. 615p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-0739-6>
- Wang, P. X., Wang, B., Cheng, H., et al., 2014. The global monsoon across timescales: coherent variability of regional monsoons. *Clim. Past*. 10 (6) 2007-2052. <https://doi.org/10.5194/cp-10-2007-2014>
- Weldeab, S., Stuut, J.B.W., Schneider, R.R., et al. 2013. Holocene climate variability in the winter rainfall zone of South Africa. *Clim. Past*. 9, 2347-2364. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2347-2013>
- Wenau, S., Preu, B., Spiess, V., 2020. Geological development of the Limpopo Shelf (southern Mozambique) during the last sealevel cycle. *Geo-Mar. Lett.* 40, 363-377. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00648-6>
- White, A. F., Bullen, T. D., Schulz, M.S., et al. 2001. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 65 (6), 847-869. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00577-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00577-9).
- White, A. F., Schulz, M. S., Vivit, D. V., et al. 2008. Chemical weathering of a marine terrace chronosequence, Santa Cruz, California I: Interpreting rates and controls based on soil concentration–depth profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 72 (1), 36-68. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.08.029>.
- Wilson, G.P., Lamb, A.L., Leng, M.J. et al., 2005. Variability of organic $\delta_{13}\text{C}$ and C/N in the Mersey Estuary, U.K. and its implications for sea-level reconstruction studies. *Estuarine Coastal and Shelf Science*. 64, 685-698. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.04.003>
- Woodroffe, C. D., Brooke, B. P., Linklater, M. et al., 2010. Response of coral reefs to climate change: Expansion and demise of the southernmost Pacific coral reef. *Geophys. Res. Lett.* 37(15). <https://doi.org/10.1029/2010GL044067>.
- Woodroffe, C.D., Webster, J.M., 2014. Coral reefs and sea-level change. *Marine Geology*. 352, 248-267. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.006>
- Ulrich, R.N., Guillermic, M., Campbell, J., et al. 2021. Patterns of Element Incorporation in Calcium Carbonate Biominerals Recapitulate Phylogeny for a Diverse Range of Marine Calcifiers. *Front. Earth Sci.* 9: 641760. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.641760>
- Vail, P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphic interpretation procedure. *In*: Bally, A.W. (Ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. *Studies in Geology*. 27(1), 1-9.
- Vicalvi, M. A., Costa, M. P. A., Kowsmann, R. O., 1978. Depressão de Abrolhos: uma paleolaguna holocênica na plataforma continental leste brasileira. *B. Tec. Petrobrás* 21(4), 279-286.
- Vieira, F.V., Bastos, A.B., Quaresma, V.S., et al., 2019. Along-shelf changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentation patterns. *Cont. Shelf Res.* 187, 103964, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103964>
- Vousdoukas, M., Velegrakis, A.F., Plomaritis, T., 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*. 85 (1-2), 23-46. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.07.002>
- Webster, J.M., Braga, J.C., Humblet, M. et al., 2018. Response of the Great Barrier Reef to sea-level and environmental changes over the past 30,000 years. *Nature Geosci.* 11, 426–432. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0127-3>

- Wenau, S., Preu, B., Spiess, V., 2020. Geological development of the Limpopo Shelf (southern Mozambique) during the last sealevel cycle. *Geo-Mar. Lett.* 40, 363-377. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00648-6>
- Weimer, R.J., 1992. Developments in sequence stratigraphy: foreland and cratonic basins. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 76 (7), 965-982. <https://doi.org/10.1306/BDF893E-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Wenau, S., Preu, B., Spiess, V., 2020. Geological development of the Limpopo Shelf (southern Mozambique) during the last sealevel cycle. *Geo-Mar. Lett.* 40, 363-377. <https://doi.org/10.1007/s00367-020-00648-6>
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology.* 30(5), 377-392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- Zhang, Y., Chiessi, C.M., Mulitza, S., et al., 2015. Origin of increased terrigenous supply to the NE South American continental margin during Heinrich Stadial 1 and the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters.* 432, 493-500. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.054>
- Zecchin, M., Ceramicola, S., Gordini, E., et al., 2011. Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: the case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy). *Mar. Geol.* 281 (1-4), 43-58. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.003>.
- Zecchin, M., Catuneanu, O., 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: Units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology.* 39(1), 1-25. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015>.
- Zecchin, M., Catuneanu, O., Caffau, M., 2019. Wave-ravinement surfaces: Classification and key characteristics. *Earth-Science Reviews.* 188, 210-239. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.011>